

Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava

17. listopadu 15, 708 33 Ostrava – Poruba

Hornicko-geologická fakulta

Institut geologického inženýrství

# Využití izotopů ve stratigrafii křídý slezské jednotky

Disertační práce

<b>Autor:</b>	Ing. Alexandra Smaržová
<b>Školitel:</b>	doc. Ing. Petr Skupien, Ph.D.
<b>Studijní program:</b>	geologické inženýrství
<b>Obor:</b>	geologické inženýrství

Ostrava 2012

## Abstrakt

Práce se věnuje studiu profilů sedimentů křídového stáří slezské jednotky vnějších Západních Karpat. Vytipované profily byly podrobeny studiu celkového obsahu organického uhlíku (TOC), izotopů uhlíku a kyslíku v karbonátech anebo izotopů uhlíku v organické hmotě, a rovněž kvantitativní analýze organického materiálu (palynofácií) obsaženého ve studovaných sedimentech. Analýzy byly provedeny na čtyřech profilech: Skalice, Pindula, Bystrý potok a Němetice. Zvýšený obsah organického uhlíku byl pozorován ve svrchním valanginu (až 5,8%), svrchním aptu (až 3,7%), nejvyšším albu (až 3,3%) a spodním cenomanu (až 3,6%). Studium izotopů uhlíku a kyslíku ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) bylo provedeno na profilu Skalice ve stratigrafickém rozsahu valanginu a na profilu Němetice ve stratigrafickém rozsahu cenoman až turon. Na profilech Pindula (barrem až alb) a Bystrý potok (alb až campan) bylo možno studovat pouze izotopy C v organické hmotě. Výsledky analýz jsou korelovatelné s obdobnými záznamy uváděnými v literatuře.

Změny měřených izotopických poměrů a vysoké hodnoty celkového obsahu organického uhlíku indikují přítomnost oceánských anoxických eventů (Oceanic Anoxic Events) na studovaných lokalitách. Na základě geochemických analýz a jejich korelace s paleontologickými údaji je možno předpokládat přítomnost OAE ve svrchním valanginu, nejvyšším aptu, svrchním albu, spodním cenomanu a kolem hranice santon/campan.

**Klíčová slova:** slezská jednotka, období křídý, černé břidlice, celkový obsah organického uhlíku (TOC), oceánský anoxický event (OAE).

## **Abstract**

### **Application of isotopes for Silesian Unit Cretaceous Stratigraphy**

The thesis deals with Cretaceous black shales from the Silesian Unit in the Outer Western Carpathians. The total organic carbon (TOC) content and carbon and oxygen isotopes in carboniferous and organic matter were studied in selected profiles. Also done was quantitative analyses of organic matter (palynofacies) contain in the studied sediments. Analyses were done on four profiles: Skalice, Pindula, Bystrý potok and Němetice. An increased content of total organic carbon was observed in upper Valanginian (up to 5.8 %), upper Aptian (up to 3.7 %), the uppermost Albian (up to 3.3 %) and lower Cenomanian (up to 3.6 %). Carbon and oxygen isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) were studied on the Skalice profile in the stratigraphic range of Valanginian and on the Němetice profile in the stratigraphic range Cenomanian/Turonian. On profiles Pindula (Barremian – Albian) and Bystrý potok (Albian – Campanian) it was only possible to study C isotopes in organic matter. The analyses results are correlated with similar records cited in literature.

The changes in the isotopic rates and the high content of the total organic carbon indicate the presence of Oceanic Anoxic Events (OAE) at the studied locations. Based on geochemical analyses and their correlation with paleontological data, it is possible to assume the presence of OAE in the upper Valanginian, the uppermost Aptian, the upper Albian, the lower Cenomanian and around the Santonian/Campanian.

**Key words:** Silezian Unit, Cretaceous, black shales, Total Organic Carbon (TOC), Oceanic Anoxic Event (OAE).

### **Čestné prohlášení**

Prohlašuji, že jsem celou disertační práci vypracovala samostatně, podle pokynů školitele, s použitím uvedené literatury, v souladu se směrnicí děkana č. 1/2010 pro vypracování disertační práce a autoreferát, a v souladu se Studijním řádem pro studium v doktorských studijních programech Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava.

V souladu s §47a zákona č. 111/1998 Sb. o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů souhlasím s publikováním textu své práce na webové stránce HGF VŠB-TU Ostrava.

V Ostravě 30. 4. 2012

Ing. Alexandra Smaržová



## **Motivace**

Motivací pro vypracování práce byl můj zájem rozšíření povědomí o zemských procesech a to hlavně v oblasti sedimentace hornin bohatých na jemně rozptýlenou organickou hmotu. Sedimenty tohoto typu reprezentují významné etapy ukládání organického uhlíku, které často odrážejí změny klimatu. Současně jsou z praktického hlediska významnými zdrojovými horninami uhlovodíků.

Tímto bych ráda poděkovala doc. Ing. Petru Skupienovi, Ph.D. za vedení mé výzkumné práce a neocenitelné rady při přípravě vzorků a jejich pozorování, a také za korekční práci na textu dizertační práce. Důležité je také zmínit neocenitelnou pomoc při publikaci článku v impaktovaném časopise, a také v dalších publikacích. Děkuji také za poskytnuté materiály a prostory pro výzkumnou práci.

Ráda bych také poděkovala za poskytnuté granty GAČR 205/05/0917, interní grant HGF 2009, MSM 61989100 19 DeCO<sub>x</sub> procesy, bez kterých by rozbor vzorků nebylo možno provést a tedy by ani samotná práce nemohla být vypracována.

Úvod.....	13
1 Geologie studované oblasti.....	15
1.1 Kelčský vývoj.....	20
1.2 Godulský vývoj.....	20
2 Přehled lokalit.....	25
2.1 Bystrý potok.....	26
2.2 Pindula.....	39
2.3 Veřovice.....	43
2.4 Satina.....	43
2.5 Kunčice pod Ondřejníkem.....	44
2.6 Hukvaldy.....	45
2.7 Lichnov.....	45
2.8 Skalice.....	46
2.9 Němetice.....	50
3 Izotopy uhlíku a kyslíku.....	53
3.1 Referenční standardy.....	55
3.2 Izotopy uhlíku a kyslíku.....	57
4 Hlavní geochemické cykly.....	59
4.1 Význam izotopu uhlíku v chemických cyklech.....	62
4.1.1 Změny v rychlosti zvětrávání ovlivňující koncentraci CO <sub>2</sub> v atmosféře.....	64
4.1.2 Změny koncentrace CO <sub>2</sub> v atmosféře během období křídý.....	67
4.2 Vliv izotopů kyslíku na klima a vodní cyklus.....	67
4.2.1 Teplota vs. poměr izotopu kyslíku ve schránkách živočichů.....	68
4.2.2 Izotopy kyslíku a salinita vod.....	68
4.2.3 Zásobárny <sup>16</sup> O v ledovcích.....	69
5 Eventy a jejich stratigrafické zařazení.....	70

5.1	Globální izotopové eventy .....	71
5.2	Anoxické eventy v křídě .....	71
5.2.1	Spodní křída .....	73
5.2.2	Svrchní křída .....	75
6	Metodika zpracování vzorků .....	79
6.1	Měření obsahu organického uhlíku (TOC) .....	79
6.2	Měření organického uhlíku v tuhé látce .....	80
6.3	Měření izotopu uhlíku a kyslíku v karbonátech .....	80
6.4	Kvantitativní analýza organického materiálu .....	80
7	Výsledky a diskuze .....	84
7.1	Bystrý potok .....	88
7.2	Pindula .....	99
7.3	Skalice .....	105
7.4	Němetice .....	110
7.5	Korelace výsledků studovaných profilů s vybranými profily .....	113
	Závěr .....	125
	Soupis bibliografických citací .....	127
	Vlastní publikace .....	134
	Přílohy .....	135
	Příloha A. <i>Litologický popis analyzovaných vzorků</i> .....	135

## Seznam obrázků

Obrázek 1. Regionální geologické dělení Západních Karpat na našem území.	15
Obrázek 2. Přehledná mapka studovaných lokalit.	25
Obrázek 3. Situační mapka profilu Bystrý potok.	27
Obrázek 4. Lhotecké souvrství ve spodní části profilu Bystrý potok.	28
Obrázek 5. Detail lhoteckého souvrství na lokalitě Bystrý potok.	28
Obrázek 6. Detail nejvyšší části lhoteckého souvrství.	28
Obrázek 7. Detail černých vrstev.	28
Obrázek 8. Detail mazáckého souvrství.	29
Obrázek 9. Červené jílovce mazáckého souvrství.	29
Obrázek 10. Místo odběru vzorku dBOS29.	30
Obrázek 11. Pískovcový flyš.	30
Obrázek 12. Pelitický vývoj.	31
Obrázek 13. Písčité flyš.	31
Obrázek 14 a -g. Profil lokality Bystrý potok.	33 – 39
Obrázek 15. Situační mapka lokality Pindula.	39
Obrázek 16. Detail hradišťského souvrství.	40
Obrázek 17. Detail veřovického souvrství.	40
Obrázek 18. Místo přechodu veřovického souvrství.	41
Obrázek 19. Lhotecké souvrství.	41
Obrázek 20. Pohled na nejvyšší část.	41
Obrázek 21. Detailní pohled na mazácké souvrství.	41
Obrázek 22. Schematický profil lokality Pindula.	41 – 42
Obrázek 23. Lokalizační mapka profilu Satina.	43
Obrázek 24. Situační mapka profilu Lichnov.	46

Obrázek 25. Situační mapka lokality Skalice.	47
Obrázek 26. Hradištské souvrství.	48
Obrázek 27. Hradištské souvrství.	48
Obrázek 28. Profil lokality Skalice.	49
Obrázek 29. Situační mapka lokality Němetice.	50
Obrázek 30. Němetické souvrství.	51
Obrázek 31. Detailní pohled na černošedé jílovce.	51
Obrázek 32. Poloha černošedých jílovců.	51
Obrázek 33. Detail němetického souvrství.	51
Obrázek 34. Složený profil lokality Němetice.	52
Obrázek 35. Schéma globálního uhlíkového cyklu Země.	60
Obrázek 36. Graf uhlíkové křivky paleoklimatu fanerozoika.	67
Obrázek 37. Vztah mezi křídovými OAE.	73
Obrázek 38. Distribuce černých břidlic.	78
Obrázek 39. Palynofacie.	83
Obrázek 40. Složení organických facií a TOC ve spodní křídě.	86 – 87
Obrázek 41. Profil Bystrý potok a křivka $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ a TOC.	95
Obrázek 42. Detail spodní části profilu Bystrý potok.	96
Obrázek 43. Obsah organických facií na profilu Bystrý potok.	97
Obrázek 44. Obsah organických facií na spodní části profilu Bystrý potok.	98
Obrázek 45. Profil Pindula s křivkami $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ a TOC.	103
Obrázek 46. Obsah organických facií na profilu Pindula.	104
Obrázek 47. Profil Skalice s křivkami $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , TOC a $\delta^{18}\text{O}$ .	108
Obrázek 48. Graf distribuce palynomorf na profilu Skalice.	109
Obrázek 49. Profil Němetice s křivkami $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , TOC a $\delta^{18}\text{O}$ .	112

Obrázek 50. Korelace profilu Bystrý potok – OAE2.	116
Obrázek 51. Korelace profilu Bystrý potok – OAE1d.	117
Obrázek 52. Korelace profilu Pindula.	121
Obrázek 53. Korelace profilu Skalice.	124

## **Seznam tabulek**

Tabulka 1. Přehled jednotek karpatské předhlubně.	16
Tabulka 2. Stratigrafické schéma slezské a podslezské jednotky.	19
Tabulka 3. Referenční standardy izotopů C a O.	56
Tabulka 4. Přehled OAE ve střední křídě.	72
Tabulka 5. Přehled analýz vzorků na jednotlivých lokalitách.	84
Tabulka 6. Přehled hodnot TOC naměřených na vedlejších lokalitách.	85
Tabulka 7. TOC a poměr izotopů C na profilu Bystrý potok.	92
Tabulka 8a. Tabulka proc. poměrů org. hmoty na profilu Bystrý potok.	93
Tabulka 8b. Tabulka proc. poměrů org. hmoty na profilu Bystrý potok.	94
Tabulka 9. TOC a poměr izotopů C na profilu Pindula	100
Tabulka 10. Procentuální hodnoty org. facií na profilu Pindula.	102
Tabulka 11. TOC a poměry izotopů C a O na profilu Skalice.	107
Tabulka 12. TOC a poměry izotopů C a O na profilu Němetice.	111

## Seznam zkratek

### České zkratky

<b>AOM</b>	amorfní organický materiál
<b>HNČ</b>	hnědé částice
<b>ŽLK</b>	žluté kutikuly
<b>ČZČ</b>	černé zakulacené částice
<b>ČPRČ</b>	černé prodloužené částice
<b>KAOF</b>	kvantitativní analýza organických facií

### Cizojazyčné zkratky

<b>C<sub>org</sub></b>	Organic Carbon
<b>OAE</b>	Oceanic anoxic event
<b>pCO<sub>2</sub></b>	The partial pressure of atmospheric CO <sub>2</sub>
<b>PDB</b>	Pee Dee Belemnite
<b>SMOW</b>	Standard Mean Ocean Water
<b>TC</b>	Total Carbon
<b>TOC</b>	Total Organic Carbon
<b>VSMOW</b>	Viena Standard Mean Ocean Water
<b>VPDB</b>	Vienna Pee Dee Belemnite
<b>Ma</b>	Megaannum (10 <sup>6</sup> roku)
<b>ka</b>	Kiloannum (10 <sup>3</sup> roku)



## Úvod

Období křídý je významné celosvětovým rozšířením mořských pelitických sedimentů bohatých na organický uhlík. Makroskopicky se takové uloženiny, které bývají označovány jako černé břidlice, projevují tmavým zbarvením. Zvýšený obsah organického uhlíku v pelitech je důsledkem anoxických podmínek panujících při dně sedimentačních pánví. Jedná se o více-méně krátkodobé eventy, které mohou být lokálního, regionálního nebo celosvětového významu. Celosvětové eventy se označují jako oceánické anoxické eventy (OAE). Zvýšené koncentrace organického uhlíku jsou spojovány též s termínem C izotopové eventy. Anoxická prostředí prokazují procentuální obsahy organického uhlíku v hornině (% C<sub>org</sub>), vyjadřovaná též jako celkový (totální) obsah organického uhlíku (TOC).

Celosvětové eventy jsou, vedle anorganických vlivů (změny oceánské hladiny, klimatu, paleoteplo apod.), též doprovázeny změnami ve složení planktonických organismů (diverzifikace a vymírání). Stále se zpřesňující stratigrafické údaje vedou k upřesňování a rozlišování dílčích anoxických eventů.

Uvedené eventy jsou ve světě známy především z karbonátových vrstevních sledů. Nápadným jevem v takových sledech, napovídajících o anoxických eventech, bývají více nebo méně mocné polohy tmavých uloženin jílovito-břidličné povahy v nich. Jinak je tomu, ale v uloženinách slezské jednotky v oblasti vnějších Západních Karpat. Většina spodnokřídových uloženin je vyvinuta v nekarbonátové pelitické facii, v podobě tmavošedě zbarvených uloženin, které dosahují značné mocnosti (kolem 1500 m). Tmavošedé zbarvení je zde všeobecně pokládáno za důsledek dlouhodobého disoxického až anoxického prostředí. Konkrétní údaje o obsahu C<sub>org</sub> ve spodnokřídových vrstevních členech, které se rozlišují ve slezské jednotce na českém území, uvádí ADAMOVÁ (in MENČÍK et al., 1983) a KRATOCHVÍLOVÁ et al., 2003. Jílovci obohacenými organickou hmotou se ve slezské jednotce posléze zabývají SKOČEK & VALEČKA (1991). Na základě údajů v literatuře (KAUFFMAN, 1986 aj.), dále údajů k litologii slezské jednotky (především podle ELIÁŠE, 1970, 1979 a MENČÍKA et al., 1983) a také podle vlastních dedukcí docházejí k závěru, že výrazné maximum anoxie je vázáno na veřovické vrstvy (apt). Toto maximum podle jejich názoru koresponduje s oceánským anoxickým eventem **OAE1a**.

Podle KRATOCHVÍLOVÉ et al. (2003) se jedná o event **OAE 1b**. Projevem další globální anoxie na rozhraní cenoman/turon (**OAE 2**) by podle SKOČKA & VALEČKY (1991) mohly být polohy černých jílovců ve sledu ostravického pískovce.

Všechny dosavadní práce se opírají o charakteristiku obsahu organického uhlíku (TOC). Chybějí ovšem informace o izotopech uhlíku, které by mohly upřesnit a potvrdit výše uvedené předpoklady. Jedním z velkých nedostatků ve studované oblasti je malý počet vhodných profilů

V rámci výzkumů v posledních letech a rovněž v rámci zpracování disertační práce se v oblasti Moravskoslezských Beskyd podařilo zdokumentovat a ovzorkovat křídové sedimenty slezské jednotky v rozsahu berrias až campan. Dosavadní geochemické údaje vztahující se k organickému uhlíku reprezentují data o jeho celkovém obsahu. Na základě těchto údajů byly vytipovány 3 uhlíkové eventy, a to ve valanginu, aptu a turonu. Jelikož studovaná oblast náleží k příkrovovým jednotkám, je dosti problematické studovat souvislé litologické profily. To se samozřejmě často odráží v nekompletních stratigrafických údajích. Disertační práce reprezentuje první souborné studium uhlíku a jeho izotopů v tmavě zbarvených uloženinách křídý flyšového pásma Západních Karpat.

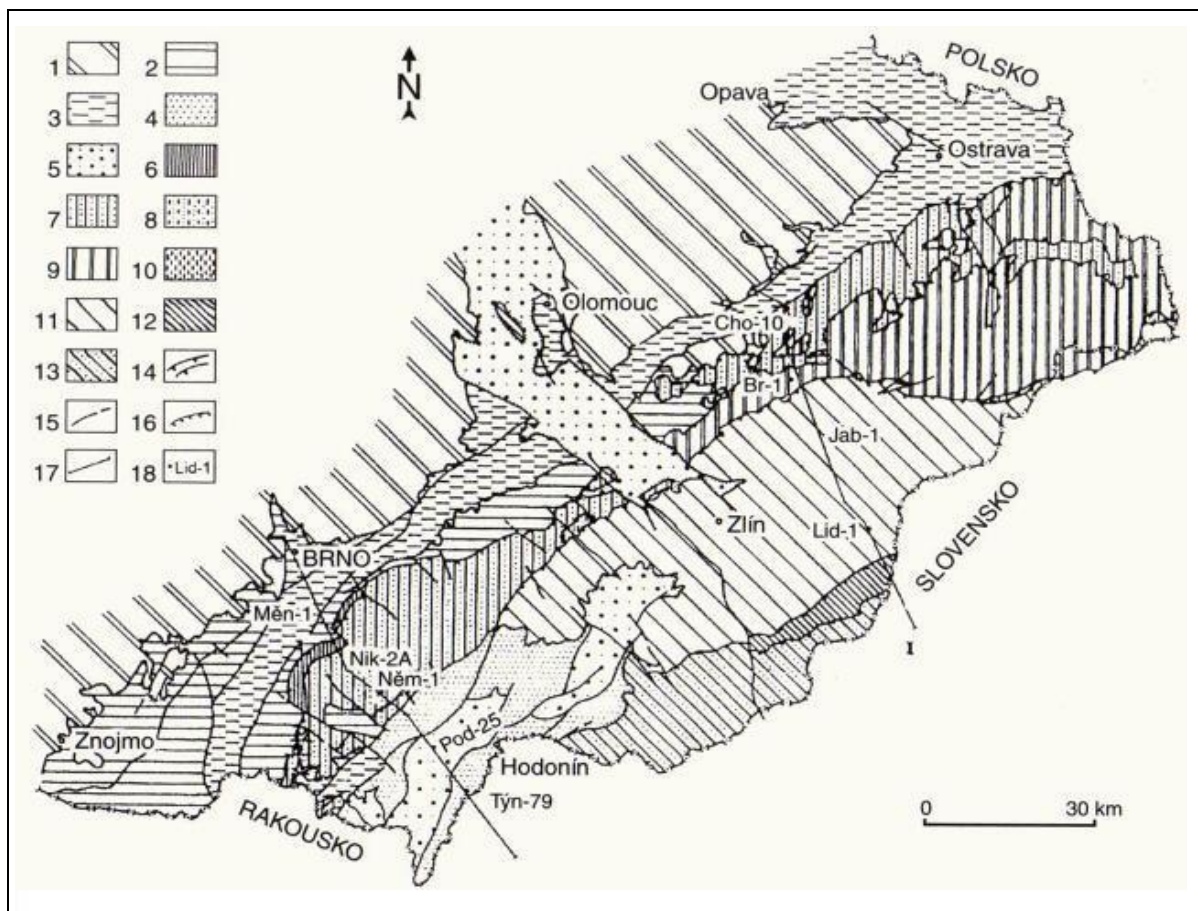
Hlavní cíle předložené disertační práce lze definovat následovně:

- a) doplnění údajů o vytypovaných profilech, případná dokumentace a doplnění vzorků;
- b) vyhodnocení izotopů C v organické hmotě, C a O v karbonátech křídových sedimentů na vybraných profilech;
- c) analýza organických facií (obsažené organické hmoty) na profilech nevápnitého vývoje;
- d) vytyčení významných izotopových eventů;
- e) korelace s dříve zjištěnými biostratigrafickými údaji;
- f) korelace se světovými anoxickými eventy (**OAE**).

Část dosažených výsledků byla publikována (SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2008, 2009, 2011; SMARŽOVÁ et al. 2009).

## 1 Geologie studované oblasti

Studované profily stratigraficky náležejí křídě, a to v rozsahu spodní valangin až spodní campan. Z litologického hlediska je sedimenty možno generelně přiřadit ke slezské jednotce vnějších Západních Karpat (obrázek 1).



Obrázek 1. Regionální geologické dělení Západních Karpat na našem území (STRÁNÍK et al., 1993). 1. Český masiv; 2. spodní miocén karpatské předhlubně (eggenburg–karpat); 3. střední miocén (baden); 4. svrchní miocén (sarmat–panon); 5. pliocén; 6. poudřanská jednotka; 7. ždánická a podslezská j.; 8. zdoněcká j.; 9. slezská j.; 10. předmagurská j.; 11. račanská j. magurské skupiny příkrovů; 12. bystrická j. magurské skupiny příkrovů; 13. bělokarpatská j. magurské skupiny příkrovů; 14. příkrovy a přesmyky; 15. zlomy; 16. okraj transgrese; 17. linie geologických řezů; 18. vrty.

Západní Karpaty jsou součástí severní větve horského systému mediteránních evropských alpid. Představují západní úsek karpatského horstva vysunutý hluboko na sever na úroveň Českého masivu. Jsou typickým pásebným pohořím vyznačujícím se příkrovovou stavbou s výrazným zonálním uspořádáním. Jejich složitá příkrovová stavba vytvořená a ovlivněná paleoalpinskými a neoalpinskými orogenetickými fázemi je příčinou řady diskuzí týkajících se vzájemné pozice příkrovových jednotek (tabulka 1), umístění jejich

„kořenových zón“ a palinspastických rekonstrukcí vůbec. V období jejich vývoje byly několikrát zvrásněny a posléze překryty násuny uloženin mezozoických sedimentů přes sebe. V příkrovech se dnes nacházejí mnohonásobná zkrácení původních dimenzí sedimentačních pánví, které odpovídaly stovkám kilometrů.

Tabulka 1. Přehled jednotek karpatské předhlubně (podle KOVÁČ et al., 1993; ČTYROKÝ & STRÁNÍK., 1995)

EXTERNIDY	KARPATSKÁ PŘEDHLUBEŇ			
	VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY	flyšové pásmo	vnější (krosněnská) skupina příkrovů	pouzdránská jednotka
				ždánická jednotka
		bradlové pásmo	vnitřní (magurská) skupina příkrovů	podslézská jednotka
				zdounecká jednotka
				slezská jednotka
				předmagurská jednotka
				račanská jednotka
				bystrická jednotka
				bělokarpatská jednotka
				czorsztynská jednotka
				kysucko – pieninská jednotka

Tektogeneze vnějších Západních Karpat začala ve svrchní křídě a skončila v miocénu. Ve svrchní křídě nastalo období výrazného obnovení tenzních tektonických pohybů. Větší část Západních Karpat se vynořila nad hladinu a byla vystavena tropickému zvětrávání. Zkracování západokarpatského prostoru se koncentrovalo na oblast bradlového pásma a příbradlovou zónu (zde nevystupuje předalpínský fundament, jen mezozoická a paleogenní souvrství). Na **hranici křída/paleogén** došlo k dextrální translaci, která postihla nejen bradlové pásmo, ale i některé zóny centrálních a vnějších Západních Karpat (KOVÁČ et al., 1993).

K vnějším Západním Karpatům řadíme **čelní předhlubeň, flyšové pásmo a bradlové pásmo**. Čelní předhlubeň a flyšové pásmo jsou jediné jednotky vnějších Západních Karpat zasahující naše státní území. Na studovaném území jsou vněkarpatské příkrovy zastoupeny **jednotkami podslezskou a slezskou** patřící do flyšového pásma vnější (krosněnské) skupiny příkrovů. Směrem od J je lemuje čelo magurské skupiny příkrovů a s nimi spojená soustava podélných strukturních pásem i s útržky jednotky předmagurské.

Vnější Karpaty v tomto složení jsou součástí alochtonu, nasunutého ve formě příkrovů na miocenní předhlubeň a variský podklad. Sedimentační prostor příkrovů se nalézal daleko na J od jejich dnešní alochtonní pozice (MENČÍK et al., 1983).

**Slezská jednotka** spolu s pouzdřanskou, ždánickou, podslezskou, zdouneckou a předmagurskou jednotkou patří k vnější (krosněnské) skupině příkrovů flyšového pásma Západních Karpat, následuje paleozoikum (devon až karbon) a krystalinikum (brunovistulikum) Českého masivu. Z tektonického hlediska se slezská jednotka člení na **dílčí příkrov těšínský**, přes který je přesunut **dílčí příkrov godulský** (MENČÍK et al., 1983). Tyto dílčí příkrovy se odlišují různou stratigrafickou úrovní tektonického odloučení svých sedimentů od podkladu původní pánve. Podloží slezské jednotky je tvořeno jednotkou podslezskou. Podkladem pro podslezskou jednotku je miocenní karpatská předhlubeň v autochtonní pozici, následuje paleozoikum a krystalinikum Českého masivu.

V horizontálním směru podle faciálního vývoje a tektonické pozice rozlišil ELIÁŠ (1970) následující tři vývoje:

**Kelčský vývoj** - (svahový), charakteristický redukovanou mocností (700–900 m) převážně pelitických uloženin křídového stáří, známý z denudačních zbytků a vrtů na SZ okraji slezské jednotky.

**Bašský vývoj** - odpovídající především úpatní facii. Vedle proximálních a distálních turbiditů jsou v malmském až křídovém sledu významně zastoupeny pískovce a slepence, zčásti blokové. Mocnost celé sekvence se odhaduje na 1600–1800 m.

**Godulský vývoj** - (pánevní, vymezený MATĚJKOU & ROTHEM, 1949), s nejúplnějším vrstevním sledem (malm–paleogén). Zachované uloženiny reprezentují především vnitřní části sedimentární výplně slezského bazénu. Spodní pelitická část vrstevního sledu vyvíjející se od malmu bývá označována jako černý flyš. Ve svrchní části (cenoman–

oligocén) dominuje typický flyš proximálních turbiditů. Celková mocnost godulského vývoje se odhaduje až na 6000 m (DOPITA et al., 1997).

Vzhledem k tomu, že disertační práce zahrnuje hlavně oblast godulského a kelčského vývoje, je bašský vývoj popsán jenom okrajově. V samostatných podkapitolách budou podrobněji charakterizovány souvrství godulského a kelčského vývoje.

Vrstevní sled prostorově omezených uloženin **bašského vývoje** je v zásadě tvořen **hradišťským** (nově definovaný ekvivalent těšínsko-hradišťského souvrství, ELIÁŠ et al., 2003), **bašským** a **palkovickým souvrstvím** (MENČÍK et al., 1983). V širším okolí **Štramberka** je bazální část vrstevního sledu tvořena souborem uloženin reprezentované zejména útesovým **štramberským vápencem** (podle kalpionel a amonitů tithon až spodní berrias, HOUŠA, 1978, 1983) a jeho doprovodnými lokálními spodnokřídovými vrstevními členy. Doprovázejí ho jednak místní zelenavě a červenavě zbarvené spodnokřídové vápence (berriasko-valanginské **olivetské vápence** a svrchnovalanginské **kopřivnické vápence**, MENČÍK et al., 1983) a jednak tmavé pelitické uloženiny zahrnované pod **plaňavské souvrství** (valangin až spodní hauteriv, HOUŠA, 1976; HOUŠA & VAŠÍČEK, 1996). Dalším, stratigraficky vyšším křídovým sedimentárním typem je **facie chlebovická**, význačná výskytem slepencových poloh a poloh laminovaných pískovců. Ty podle foraminifer náleží albu až turonu (HANZLÍKOVÁ, 1973).

**Mimo štramberskou oblast** je spodní křída bašského vývoje vyvinuta v podobě tmavošedě zbarveného pelitického **hradišťského souvrství** (berrias–apt). K vyšší části uvedeného souvrství se často přidružují slepencové uloženiny **chlebovické facie** (podle makrofauny střední alb až spodní cenoman (VAŠÍČEK, 1980); podle novějších výsledků na základě planktonických foraminifer mohou zasahovat až do nejvyššího cenomanu (BOOROVÁ et al., 2008). Celková mocnost **hradišťského souvrství** se odhaduje minimálně na 500 m. Uloženiny **hradišťského souvrství** přecházejí do **souvrství bašského**. **Bašské souvrství** (alb–campan), budované především středně až hrubě rytmickými písčitými turbiditami, zčásti se spongiovitými rohovci, dosahuje mocnosti až 500 m. Sedimentaci zakončuje nevápnitý písčité flyš **palkovického souvrství** (campan–spodní paleocén).

Tabulka 2. Stratigrafické schéma mezozoika a terciéru slezské a podslezské jednotky (upraveno dle CHLUPÁČ et al., 2002).

MA	STRATIGRAFIE			PODSLEZSKÁ JEDNOTKA	SLEZSKÁ JEDNOTKA		
	neogén	miocén			KELČSKÝ V.	BAŠSKÝ V.	GODULSKÝ V.
15							
20			sp.	karpát ottnang eggenburg			
25			sp.	aquitán			
30		oligocén	svrch.	chatt			krosněnské s.
35			sp.	ruppel			menilitové s.
40			sv.	priabon			šešorské slíny
45		eocén	střed.	barton			
50				lutet			
55			sp.	ypres			
60		paleocén	svrch.	thanet			ciezkow. p. pestré vr.
65			sp.	dan			
70				maastricht	milotické s.		
75						pátkovické s.	
80		svrchní	senon	campan			
85				santon			
90				coniac		bašské s.	svrch. g. vr.
95				turon			stř.g. vr.
100					dubské s.		sp.g. vr.
110					němetické s.		mazácké s.
120		spodní		alb	jasenické s.		lhotecké s.
130				apt	veřovické vr.		veřovické vr.
140				barrem			
150			neocom	hauteriv	hradištské s.		hradištské s.
160				valangin			
				berrias			
				tithon			těšínský váp.
	jura			kimmeridž			vendryňské souvrství
		malm	svrchní	oxford			

přesunutí   
 transgrese   
 s. - souvrství   
 vr. - vrstvy   
 váp. - vápence

## 1.1 Kelčský vývoj

**Kelčský vývoj** (ELIÁŠ, 1970), také nazývaný svahový, je vázán na sz. okrajovou část slezské jednotky. Se sousedním bašským vývojem má společné **hradišťské souvrství** a **veřovické souvrství**. Společná je i silicifikace **jasenického souvrství** (alb–spodní cenoman; BUBÍK et al., 2008), které bylo dříve, z důvodu litologické blízkosti považováno za lhotecké souvrství laterálně se zastupující se souvrstvím bašským. **Jasenické souvrství** představují šedé a zelenošedé bioturbačně tmavě skvrnité, výrazně silicifikované vápnité jílovce. Mocnost jasenického souvrství činí 100–200 m. Shodnou litologii s godulským vývojem vykazuje nadložní **němetické souvrství** (alb–střední turon; BUBÍK et al., 2008). Je charakteristické převahou zelenošedých a rudohnědých vápnitých jílovců a podřízených 0,5 až 10 cm mocných horizontů černošedých vápnitých jílovců. Drobně rytmický flyš **němetického souvrství** s šedými, zelenošedými a rudohnědými jílovci upomíná na pestré godulské souvrství, za které bylo dříve považováno. Liší se od něho stářím a menším zastoupením červených jílovců.

Ve specifické litofacii, zcela neobvyklé pro slezskou jednotku, je vyvinut cenoman. Odpovídá mu **dubské souvrství** (HANZLÍKOVÁ & MATĚJKA, 1958), charakterizované hnědošedými vápnitými jílovci s podřadnými pískovci a ojediněle i slepenci. Sedimenty santonu nebyly v kelčském vývoji zjištěny. Jejich nepřítomnost je vykládána tektonickou redukcí. Finálním členem kelčského vývoje je **milotické souvrství** (santon až dan; BUBÍK et al., 2008). Dominantní jsou pro něj šedé, zelenošedé a modrošedé vápnité i nevápnité jílovce uzavírající vzácné lávky pískovců a četná tělesa tiloidních slepenců s valouny **štramberských a kopřivnických vápenců** a hornin těšínitové asociace. **Milotické souvrství** bylo dříve řazeno k frýdeckému souvrství.

## 1.2 Godulský vývoj

Mezi nejstarší sedimenty godulského vývoje řadíme svrchnojurské souvrství označované jako **vendryňské souvrství** (ELIÁŠ et al., 2003). Sedimenty souvrství jsou zastoupeny tmavohnědými až tmavošedými vápnitými, zčásti prachově písčitými nebo písčité laminovanými jílovci s lokálními detritickými vložkami o celkové mocnosti až 400 m. Toto je jejich hlavním litologickým znakem, při téměř naprosté absenci pravidelného rytmického flyšového střídání s pískovci nebo písčitými či organogenními vápenci. Tyto



odchylné vložky se objevují jen sporadicky a nepravidelně nahloučeny; často mají čočkovitý vývoj. Pelitická sedimentace charakterizuje vývoj **vendryňského souvrství** na celé ploše jeho rozšíření. Považují se za hemipelagity uložené kolem rozhraní neritikum/batyál. Podle nálezů mikrofauny (aptychy, amoniti) jsou tyto vrstvy řazeny k oxfordu–svrchnímu tithonu–?berriasu (VAŠÍČEK, 1972). Podle palynologických výsledků souvrství končí až ve spodním berriasu (SKUPIEN, 2003).

Nejvyšší polohy **vendryňského souvrství** (o mocnosti až 30 m) se vyznačují přítomností tiloidně vyvinutých slepenců, které MENČÍK et al. (1983) označuje jako **ropický horizont**. Jedná se v podstatě o resedimentované vápencové klasty z podmořských skluzů.

Po ukončení sedimentace **vendryňského souvrství** následuje plynulý přechod do sedimentace **těšínských vápenců**. Tyto reprezentují facií kalových vápenců, jejichž základem jsou především světle šedé jemně detritické vápence doprovázené proměnlivým podílem vložek světle šedých nebo zelenošedých vápnitých jílovců. Kalová facie (nižší berrias) se obvykle posléze laterálně zastupuje s detritickou facií **těšínských vápenců** flyšové povahy. Detritická facie nabývá jihovýchodním směrem na mocnosti a zřejmě zasahuje i do vyšších stratigrafických úrovní (až do spodního valanginu) než facie kalová. Přesnost stratigrafického zařazení sedimentů komplikuje skutečnost, že celá sekvence vápenců je chudá na stratigraficky významné fosilie. Z vápnitých jílovců pocházejí nálezy aptychů charakteristických pro berrias (VAŠÍČEK, 1975). Z kalových vápenců jsou uváděny stratigraficky významné kalpionely charakteristické pro berrias (HANZLÍKOVÁ & ROTH, 1963; BOOROVÁ et al., 2008). Podle mikrofosilií (nevápnitá dinoflageláta) **těšínské vápence** zasahují do spodního valanginu (SKUPIEN, 2003).

Ve valanginu vyvolal zvýšený přínos siliklastického materiálu nástup flyšové sedimentace. Představitelem je **hradišťské souvrství** (ELIÁŠ et al., 2003), jehož spodní část tvoří drobně rytmičtý flyš (střídání tmavých vápnitých jílovců a laminovaných pískovců) s čočkovitými vložkami pelosideritů. Svědectvím je pískovcový vývoj, kde se pískovce a slepence sdružují do poloh mocných až několik desítek metrů. V klastickém materiálu slepenců jsou hojné **štramberské vápence**. Transport přicházel od Z a SZ, tj. z bašské elevace, která tvořila s. omezení slezského sedimentačního prostoru.

Ve spodní části **hradišťského souvrství** kulminuje podmořský ultrabazický až alkalicko-vápenatý vulkanismus **těšinitové asociace** (CHLUPÁČ et al., 2002).

Pro vyšší část **hradištského souvrství**, je typický rychlý nástup sedimentace tmavošedých, slabě vápnitých jílovců jen s podřízenými pískovcovými vložkami. Charakteristické jsou hojné čočkovité vložky a bochníkovité konkrece pelosideritů. Jak uvádí CHLUPÁČ et al. (2002) obsah železa pelosideritů se pohybuje nejčastěji v rozmezí 20 až 30 %. Spodní část souvrství by měla náležet svrchnímu valanginu až hauterivu, podle makrofaunistických údajů (amoniti) náleží barremu a téměř celému aptu (DOPITA et al., 1997).

Mocnost **hradištského souvrství** se zvyšuje od Z k V z několika set metrů na 1000 m. Jak už bylo uvedeno v předchozím textu, na spodní část **hradištského souvrství** je vázán podmořský vulkanismus. Tento reprezentují horniny tzv. **těšinitové asociace**, nejčastěji hypoabysální ložní žíly a podmořské výlevy střídající se s pyroklastiky.

Dalším členem godulského vývoje ve spodní křídě je **veřovické souvrství**, jehož stáří se datuje do vyššího aptu. Souvrství má pelagický charakter a reprezentují ho černé, slabě prokřemenělé bezfosilní jílovce bohaté na pyrit. Sedimentace **veřovického souvrství** probíhala v anoxickém prostředí. Místy se vyskytují polohy jemnozrnných pískovců a konkrece či vložky pelosideritů. Mocnost **veřovického souvrství** dosahuje 200 až 250 m, v některých případech může primárně úplně chybět. **Veřovické souvrství** je z makrofaunistického hlediska zcela sterilní, mikrofaunistické nálezy jsou minimální (MENČÍK et al., 1983). Rovněž obsah dynocyst je nevýznamný (SKUPIEN, 1997).

Nadložním souvrstvím je **souvrství lhotecké**, které je albského stáří a je uložené rovněž v batyálním prostředí. Jeho sedimenty jsou tmavošedé až zelenošedé, často chondriticky skvrnité, slabě vápnité a nevápnité jílovce. Maximální mocnost lhoteckého souvrství je 380 m, většinou však nepřekračuje 220–250 m.

Ve svrchní části souvrství může být flyšový charakter souvrství zdůrazněn vyšším podílem křemitých a glaukonitických pískovců, a zvýrazněn rovněž přítomností vrstevnatých spongiových rohovců - **mikuszovický vývoj**. Stratigrafické zařazení lhoteckého souvrství vychází z foraminiferových asociací, kde HANZLÍKOVÁ (1966) rozeznává v albu 5 foraminiferových zón. Jediným nalezeným amonitem je *Acanthohoplites bigoureti*, který svědčí o středně až svrchně albském stáří, toto biostratigrafické určení podporují i nálezy inoceramidních mlžů a belemnitů. Albské stáří je dokumentováno nevápnitými dinoflageláty (SKUPIEN, 1997, 1999).

Tmavá pelitická sedimentace lhoteckého souvrství přechází do sedimentace pestrých jílovců až prachovců **mazáckého souvrství**. Dříve bylo označováno jako pestré vrstvy godulské (ROTH 1980). Vzájemně se prokládající nevápnité jílovce rudohnědých a zelených barev, též skvrnité (cenoman až spodní turon), se označuje jako **mazácké souvrství** (ROTH, 1980). Pestré jílovce **mazáckého souvrství** se ukládaly od cenomanu do spodního turonu, jejich stáří je prokázáno faunou aglutinovaných foraminifer. Nové mikropaleontologické výsledky nevylučují sedimentaci až do coniacu (SKUPIEN et al., 2009). Světle šedé, středně a hrubě zrnité pískovce v pelitickém vývoji se v různých úrovních laterálně zastupují s **ostravickým pískovcem** turbiditního původu.

Orogenní projevy austrijské fáze alpínského vrásnění počátkem svrchní křídý výrazně zvýšily mobilitu slezského sedimentačního prostoru. Intenzivní subsidence beskydského příkopu vedla k jeho vyplňování flyšovými souvrstvími a v turonu ukončila poměrně monotónní typ sedimentace, který je charakteristický pro spodní křídou.

V sedimentačním prostoru **slezské jednotky** se usadilo nejmocnější souvrství, a to **souvrství godulské** (cenoman–campan). Jeho mocnost se odhaduje přes 3000 m, přičemž spodní i svrchní část je tvořena drobně rytmickým flyšem. Pro **godulské souvrství** je charakteristické rytmické střídání křemito-vápnitých glaukonitických pískovců se zelenošedými jílovci. Střední část je vyvinuta jako hrubě rytmický flyš s převahou glaukonitických pískovců, jež tvoří polohy mocné až několik desítek metrů (CHLUPÁČ et al., 2002). Do drobně rytmického flyše svrchní části godulského souvrství se vkládají pískovcové polohy se slepenci (MENČÍK et al., 1983). Nepočtené paleontologické nálezy řadí **godulské souvrství** do vyššího turonu až santonu. Podle aglutinovaných foraminifer a dinoflagelát sedimentace pokračovala až do campanu (SKUPIEN et al., 2009).

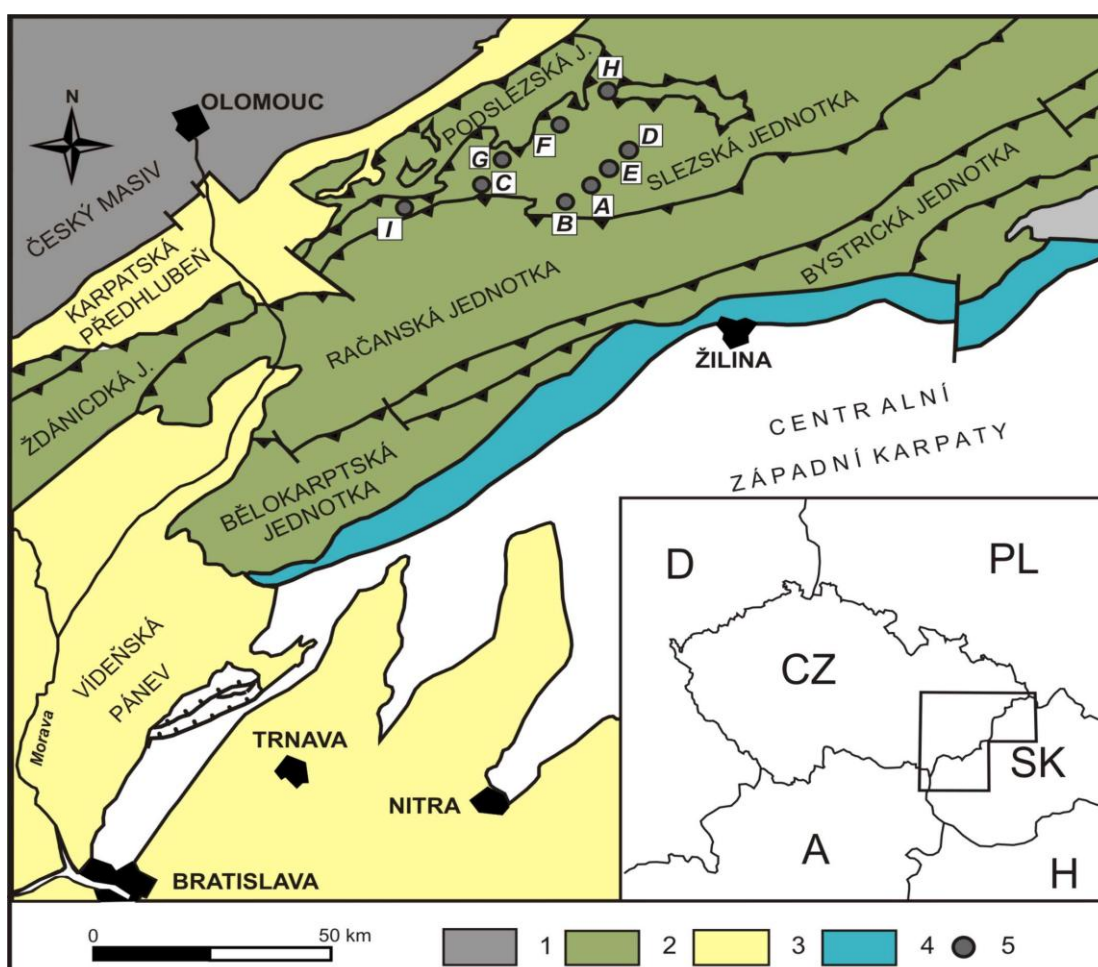
Sedimentace **slezské jednotky** bez přerušení pokračuje sedimentací **istebňanského souvrství**, hranice mezi **godulským a istebňanským souvrstvím** je ostrá co souvisí s erozí podloží. Je odezvou subhercynské fáze alpínského vrásnění ve vnitřních Karpatech. Stáří **istebňanského souvrství** je campan–paleocén, kde HANZLÍKOVÁ (1972) vyčlenila 5 foraminiferových zón. Jeho mocnost se pohybuje od 400–1200 m. Souvrství je zastoupeno arkózovými a drobovými pískovci až slepenci, které jsou mnohdy tiloidní, a tmavošedými jílovci svědčícími o anoxickém sedimentačním prostředí.

V paleocénu nastupuje sedimentace **rožnovského souvrství** (dříve **podmenilitového souvrství**; ELIÁŠ, 2002), které je zastoupeno drobně rytmickými, pestře zbarvenými uloženinami mořského charakteru. Jako celek se skládá z litologicky různorodých sekvencí, zastoupených převahou buď pelitické, nebo písčité sedimentace. **Rožnovské souvrství** je někdy i kvantitativně bohaté na společenstva aglutinovaných foraminifer. Podle těchto společenstev je možno zařadit **rožnovské souvrství** do paleocénu až eocénu. Mocnost souvrství kolísá mezi 500–800 m. Nadloží tvoří **menilitové souvrství** s celkovou odhadovanou mocností 20–50 m a maximální mocností 100 m. Menilitové souvrství je celkově zařazováno do vyššího oligocénu. V jeho vrstvách se kromě rybích zoubků, kůstek, koscinodisků (diatomy) a ojedinělých pyritizovaných planktonních i bentózních foraminifer nenachází žádná průkazná makrofauna a ani mikrofauna.

Konec sedimentačního cyklu ve slezské jednotce je reprezentován **krosněnským souvrstvím**. Vývoj z podloží je pozvolný a celková dochovaná mocnost nepřesahuje 1000 m. **Krosněnské souvrství** je zastoupeno typickou písčitou sedimentací. Stáří souvrství podle drobných společenstev foraminifer odpovídá nejvyššímu oligocénu až spodnímu miocénu (CHLUPÁČ et al., 2002).

## 2 Přehled lokalit

Jednotlivé lokality byly vybrány na základě vhodných odkryvů křídových sedimentů ve slezské jednotce. K jejich výběru také bylo zapotřebí, aby reprezentovaly zájmové stratigrafické stupně a to: valangin–barrem, apt–alb a cenoman–turon. Požadované podmínky splňovaly dvě skupiny profilů; hlavní skupina (souvislé profily): Bystrý potok, Pindula a Skalice a vedlejší skupina (bodové výchozy): Hukvaldy, Kunčice pod Ondřejníkem, Lichnov, Satina a Veřovice. Profil Němetice je sice zahrnut do hlavní



Obrázek 2. Přehledná mapka studovaných lokalit. 1. Český masiv; 2. krosněnská a magurská skupina příkrovů flyšového pásma; 3. neogén; 4. pieninské bradlové pásmo; 5. lokality: A. Bystrý potok; B. Pindula; C. Veřovice; D. Satina; E. Kunčice p. O.; F. Hukvaldy; G. Lichnov; H. Skalice; I. Němetice.

skupiny profilů, je to však profil nesouvislý. Je tvořen třemi samostatnými výchozy a jako jediný reprezentuje kelčský vývoj slezské jednotky. Lokalita Hukvaldy odpovídá bašskému vývoji. Všechny ostatní reprezentují vývoj godulský. Lokality byly vytipovány podle již

dříve publikovaných údajů a stratigraficky zpracovaných profilů (HANZLÍKOVÁ, 1963, 1966, 1973; SKUPIEN, 1999; VAŠÍČEK, 1972, 1975, 1979, 1981) a jsou vyznačeny na přehledné mapce (obrázek 2). V práci jsou lokality seřazeny dle stratigrafického věku, od nejmladšího po nejstarší.

Důvodem proč byly vybrány právě tyto profily, je přítomnost tmavě zbarvených jílovců křídového stáří v přirozených nebo umělých výchozech. Dalším důvodem bylo i to, že na lokalitách jsou zachovány alespoň zčásti souvislé profily křídového stáří. Splňují tedy podmínky pro výběr zájmových lokalit k dalšímu studiu.

Většina vzorků ze studovaných profilů byly k dispozici ze starších odběrů, které provedl doc. Skupien pro svou dizertační práci, SKUPIEN, 1999. Odebrané vzorky jsem znovu litologicky popsala (příloha A) a připravila pro analýzu izotopů uhlíku a kyslíku, analýzu obsahu celkového uhlíku a pro mnou provedenou analýzu organických facií (Bystrý potok a Pindula). Lokality jsme s doc. Skupienem navštívili a doplnili fotodokumentaci (fotografie výchozů u jednotlivých popisů hlavních studovaných profilů). Doplněno bylo vzorkování na profilech Skalice a Bystrý potok. Podílela jsem se na nové dokumentaci a vzorkování na profilech u Němetic. Vzorky a lokality hlavních profilů jsou popsány podrobně v příslušných kapitolách věnovaných popisu profilu. Lokality a vzorky z vedlejší skupiny jsou popsány stručně s odkazem na literaturu, kde byly podrobněji popsány a lokalizovány. Jedná se pouze o výchozy, sloužící k doplnění charakteristiky distribuce TOC v sedimentech spodní křídý.

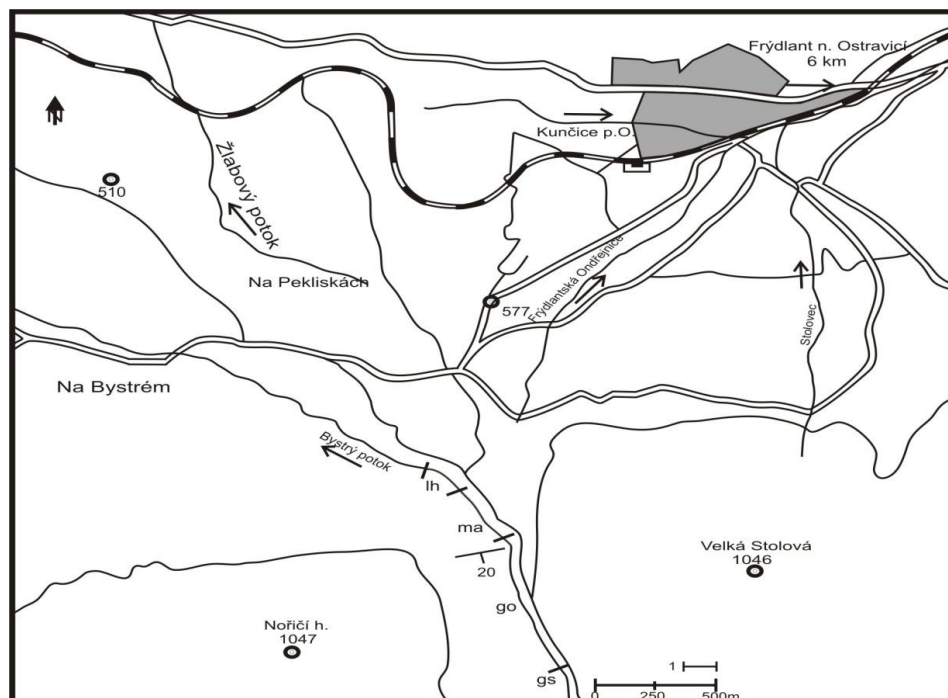
## 2.1 Bystrý potok

Pro podrobné studium poměru izotopů C v organické hmotě ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) a obsahu TOC byl vybrán profil svrchnokřídových sedimentů v Bystrém potoce poblíž Trojanovic u Frenštátu p. R. Profil byl podrobně zdokumentován a lokalizován (obrázek 3) SKUPIENEM & VAŠÍČKEM (2003) a zahrnuje několik vrstevních členů slezské jednotky. Stratigraficky zdokumentovaná část odpovídá nejvyšší úrovni spodní křídý (svrchnímu albu), zastoupenou **lhoteckým souvrstvím**, pokračuje přes **mazácké souvrství**, a končí ve svrchní křídě nástupem mocného a souvislého pásma písčitého flyše **godulského souvrství**. Celková studovaná mocnost profilu přesahuje nepatrně 300 m. V rámci celého

profilu byla již dříve sledována distribuce nevápnitých dinoflagelát a foraminifer (BOOROVÁ et al., 2008; BUBÍK et al., 2008; SKUPIEN 2006, SKUPIEN et al., 2009).

Vzorky odebírané z této lokality jsou označeny písmenem B, BN, BSP, BR, BSH, BTC, CBS a dBOS (viz podrobný profil in SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2003). Řada zpracovaných vzorků pochází z archivu dokumentačních vzorků odebraných v dřívějších letech (viz SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2003). Některé úseky musely být převzorkovány (především vzorky CBS) případně ve sporných místech doplněny (úsek vzorků dBOS, BSH).

Profil (obrázek 14a – 14g) začíná ve **svrchní části lhoteckého souvrství** (obrázek 4), ze kterého bylo odebráno celkově 14 vzorků. Toto souvrství, mocné 15 m, je na studovaném profilu charakteristické facií skvrnitých jílovců. Vzorky (BSP2–BSP 16 a BTC1–BTC3) z převážné části představují šedé nevápnité autochtonní pelagické uloženiny (obrázek 5). Do těchto jílovců se vkládají občasné tenké polohy distálních turbiditů, které mohou mít na bázi pískovce. Stratigraficky náleží svrchnímu albu. Občas se vyskytují jílovité vápence, které obsahují drobné planktonické foraminifery nižší části svrchního albu (BOOROVÁ et al., 2008). Podle nevápnitých dinoflagelát jílovce náleží svrchnímu albu (SKUPIEN et al., 2009).



Obrázek 3. Situační mapka profilu Bystrý potok. 1. pásmo výchozů; lh - lhotecké souvrství, ma - mazácké souvrství, go - spodní část godulského souvrství, gs - střední část godulského souvrství (upraveno dle SKUPIEN, 1999).



V **nejvyšší části lhoteckého souvrství** (obrázek 6) se sedimentace mění ve facii s převahou světle šedých (BS10), za čerstva nazelenalých, nevápnitých jílovců. Občas se objevují tenké horizonty tmavošedých jílovců. Zde bylo dřívější vzorkování doplněno o vzorky všech tmavých horizontů (vzorky CBS1–13). Tmavě zbarvené horizonty (obrázek 7) naznačují krátká anoxická období v pánvi. Celá sekvence nejvyšší části lhoteckého souvrství dosahuje mocnosti téměř 11 m. Celkově bylo z této sekvence zpracováno 13 vzorků. Stratigraficky náleží nejvyššímu albu až střednímu cenomanu. Uvedená facie je do nadloží vystřídána červeně zbarvenými jílovci, kterými začíná **mazácké souvrství**.



Obrázek 4. Lhotecké souvrství ve spodní části profilu (0–4 m mocnosti) na lokalitě Bystrý potok, kde byly odebrány vzorky BSP2–4 (foto P. Skupien).



Obrázek 5. Detail lhoteckého souvrství na lokalitě Bystrý potok 4 m od začátku profilu, 0,5 m nad místem odběru vzorku BSP4 (foto P. Skupien).



Obrázek 6. Detail nejvyšší části lhoteckého souvrství, místo odběru vzorku CBS4 (foto P. Skupien).



Obrázek 7. Detail černých vrstev nejvyšší části lhoteckého souvrství v místě odběru vzorku CBS7 (foto P. Skupien).

**Mazácké souvrství**, charakteristické polohami červeně zbarvených nevápnitých jílovců, je rozděleno souborem písčitého flyše na spodní a svrchní část. Celková mocnost **mazáckého souvrství** ve studovaném profilu je 94 m. Litologie odráží nástup oxidačních podmínek ve



slezském pánevním sedimentačním prostředí. Podle dinoflagelát a aglutinovaných foraminifer pravděpodobně náleží vyššímu střednímu cenomanu až svrchnímu turonu (BUBÍK et al., 2008; SKUPIEN et al., 2009).

Ze spodní části mocné 18 m, která je charakterizována převahou červeně zbarvených jílovců, bylo zpracováno celkově 16 vzorků (B1–B20, podrobněji BOOROVÁ et al., 2008; JIANG et al., 2009). Úsek pelitických uloženin, ve kterých už chybí polohy tmavošedých prachovců, jsou nové nápadné cihlově červené nevápnité jílovce (B1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17 a B19). Červené nevápnité jílovce jsou střídány zelenošedými nevápnitými jílovci (B2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18 a 20). Úsek končí bází první mocnější polohy středně zrnitého pískovce.

Ve střední části profilu dominují i několik desítek centimetrů mocné pískovce (obrázek 8), které se střídají se zelenošedými a šedými jílovci (BS18, 19, 20a, 20b, 22a, dBOS0). Pískovce jsou dvojího typu. Častější jsou zelenošedé pískovce, výše se objevují šedobílé pískovce označované jako ostravické (SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2003). Mocnost tohoto souboru je 23,5 m.

Ve svrchní části **mazáckého souvrství** dominují červeně zbarvené jílovce (obrázek 9) (BS25) a pelitické uloženiny (dBOS2 a 3), přičemž je poměrně monotónní. Tato sekvence dosahuje mocnosti až 52 m, v nejvyšší části je profil v mocnosti asi 3 m přerušen (SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2003).



Obrázek 8. Detail mazáckého souvrství nad místem odběr vzorku BS20 (foto A. Smaržová).



Obrázek 9. Červené jílovce mazáckého souvrství v místě odběru vzorku dBOS2 (foto A. Smaržová).

Po 7 m přerušení souvislosti studovaného profilu se v jeho pokračování objevují pelity charakteristické převahou jílovců šedé barvy. V některých částech jsou prokládané tenkými, místy i výraznějšími polohami jílovců, které lze označit jako pestré (červenošedé až hnědošedé barvy). Tato část sedimentárního sledu náleží ke **spodnímu oddílu godulského souvrství**. Mocnost sekvence ve studovaném profilu dosahuje 182 m a bylo zde zpracováno 34 vzorků. Pelitická sedimentace je ve dvou úsecích přerušena mocnými polohami hrubě rytmického písčitého flyše. Asociace dinocyst a foraminifer nasvědčují coniacu až spodnímu campanu (SKUPIEN et al., 2009).

Ze spodního pelitického úseku bylo zpracováno 21 vzorků. Tento úsek i s několika přerušeními dosahuje mocnosti 93 m. Jde o sedimentaci nevápnitých šedých případně nevýrazně načervenalých až hnědošedých jílovců až prachovců (vzorky dBOS 6–32). Občas se objevují skvrnité jílovce až prachovce (dBOS14) a modro až zelenošedé vápencové jílovce (dBOS15). V úseku mocnosti 150–174 m následuje mocný soubor šedých jílovců, ve kterých chybějí pestře zbarvené jílovce. Mezi šedými jílovci (dBOS21, 23, BN1 a dBOS25) se občas vyskytují tmavěji zbarvené jílovce (dBOS24 a 27).



*Obrázek 10. Místo odběru vzorku dBOS29 v hnědošedých jílovcích spodního oddílu godulského souvrství (foto P. Skupien).*



*Obrázek 11. Pískovcový flyš spodního oddílu godulského souvrství (foto P. Skupien).*

Nejvyšší část pelitického úseku (obrázek 11) mocná 27 m, je charakteristická opětovným výskytem hnědošedých jílovců (dBOS28, 29, 31 a 32) po celé délce úseku. Celý pelitický



soubor je ukončen nástupem písčitého flyše, ve kterém se již pestré jílovce nevyskytují. (SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2003).

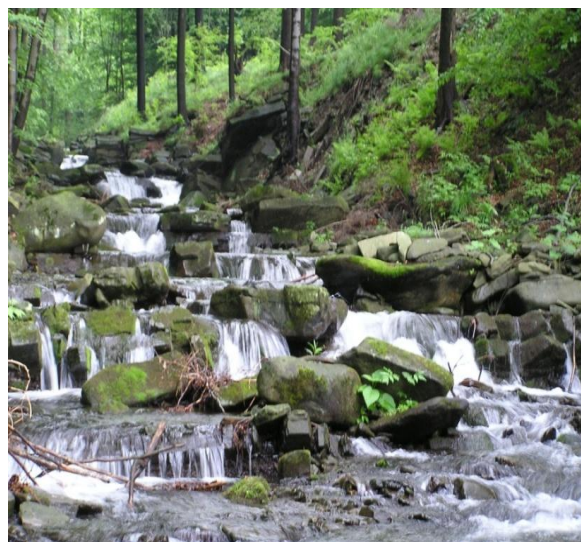
V další části nastupuje 25 m mocný úsek písčitého flyše s polohami světlešedých nevápnitých jílovců až prachovců (obrázek 11). V úseku byly odebrány 4 vzorky (BR1–4). Jde o jemnozrnné pískovcové rytmy o mocnosti 15 až 20 cm (SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2003; BOOROVÁ et al., 2008).

Po flyšovém přerušení profil opět pokračuje ve svém pelitickém vývoji (obrázek 12). Pelitický soubor dosahuje souvislé mocnosti 18,5 m (vzorky BSH2, 3, 5, 8,9). Uložení jsou rytmicky vrstevnaté s mocností kolem 10 cm s občasnými výskyty 20 cm rytů. Dominují světle šedé jílovce nebo šedé prachovité jílovce, občas se vyskytují hnědavě, posléze až hnědočerveně zbarvené jílovce (BSH8 a 9).

Opět následuje pískovcový flyš o mocnosti 13,5 m. Dominují pískovcové desky, ale především lavice.



*Obrázek 12. Pelitický vývoj s hnědočerveně zbarvenými jílovci (godulské souvrství s. o.) (foto P. Skupien).*

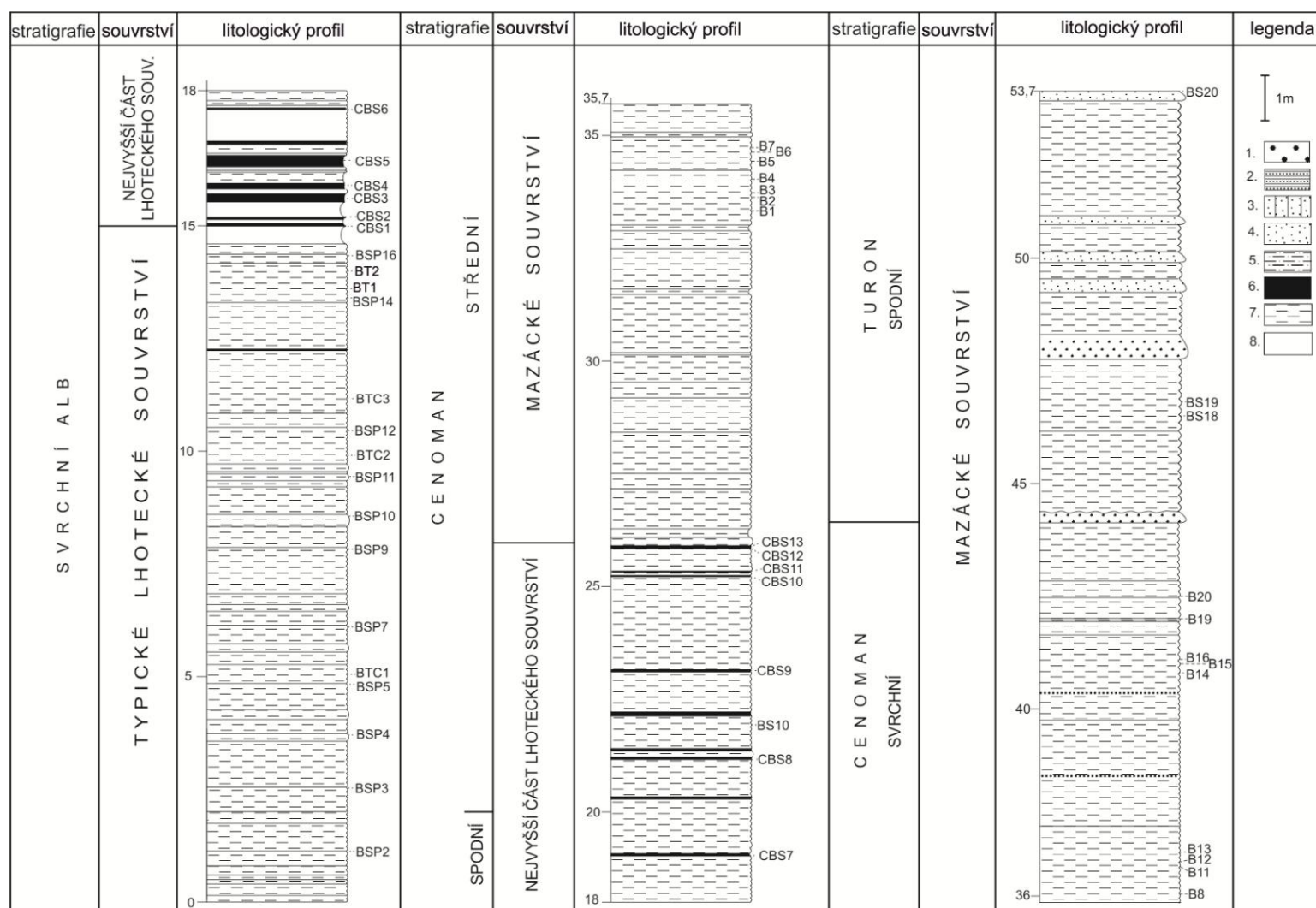


*Obrázek 13. Písčitý flyš středního oddílu godulského souvrství na konci profilu Bystrý potok (foto P. Skupien).*

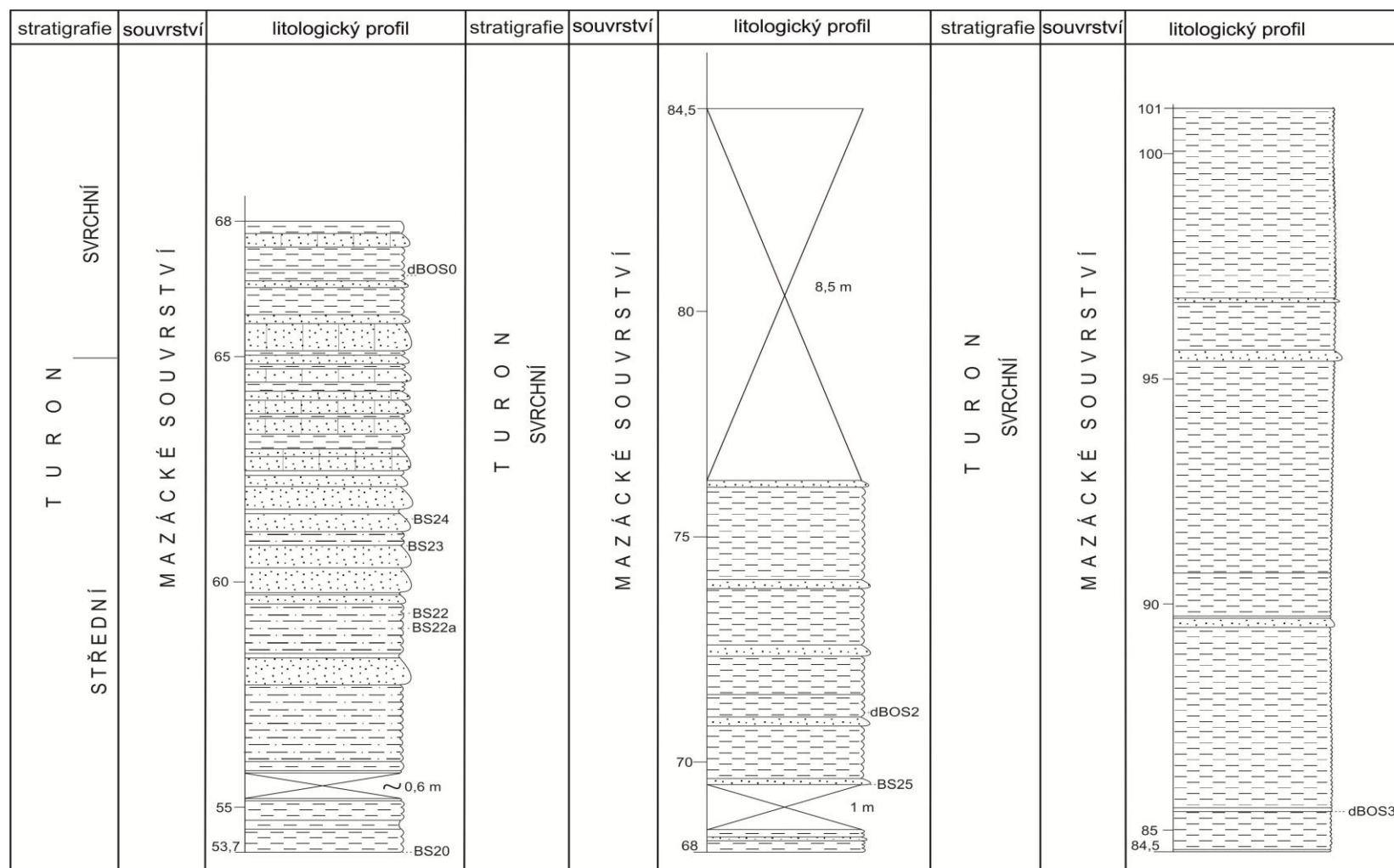
Výše následuje nejvyšší pelitický úsek o mocnosti 23 m (vzorky BSH12–18).

Vrstevní sled je charakteristický decimetrovými rytmy, na jejichž skladbě se podílejí pevné křemité šedé pískovce, červenohnědé až červenošedé prachovité jílovce a světlešedé jílovce. V posledních asi 8 m pelitického vrstevního sledu nabývají dosud šedé jílovce

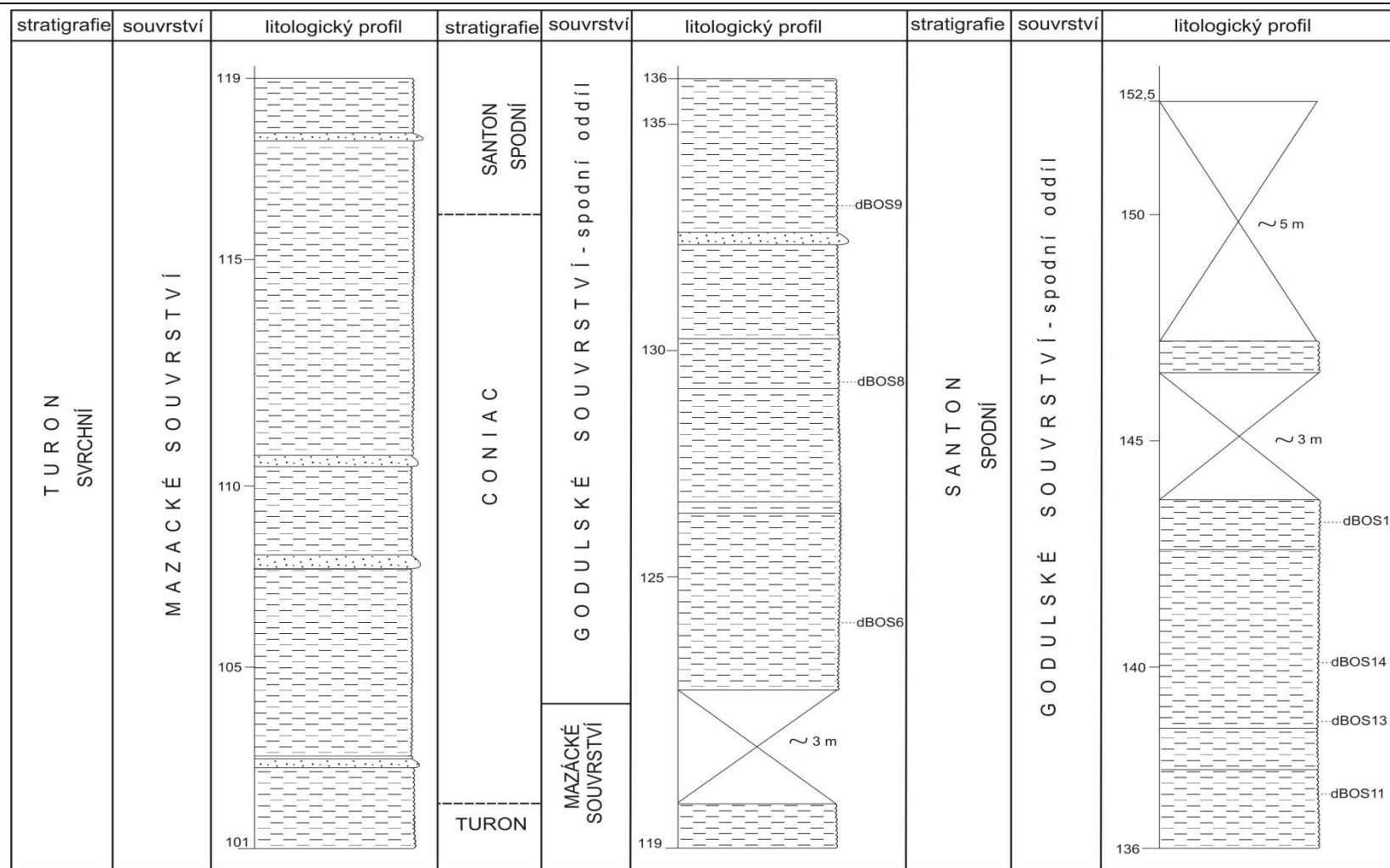
zelenavých odstínů (BSH16). V posledních 4 metrech (BSH18) se příležitostně objevují izolované, několik decimetrů mocné pískovcové polohy. Nejvyšší část pelitického vrstevního sledu je ukončena 36 cm mocnou polohou pískovce, kterou začíná souvislý sled písčitého flyše středního oddílu godulského souvrství (obrázek 13).



Obrázek 14a. Profil lokality Bystrý potok část 1. (upraveno dle BOOROVÁ et al., 2008). 1. střednězrnné pískovce, 2. drobně rytmičtý flyš, 3. ostravický pískovec, 4. zelenošedé pískovce, 5. prachovce, 6. tmavošedé jílovce až prahovce, 7. šedé jílovce, 8. světlešedé jílovce.

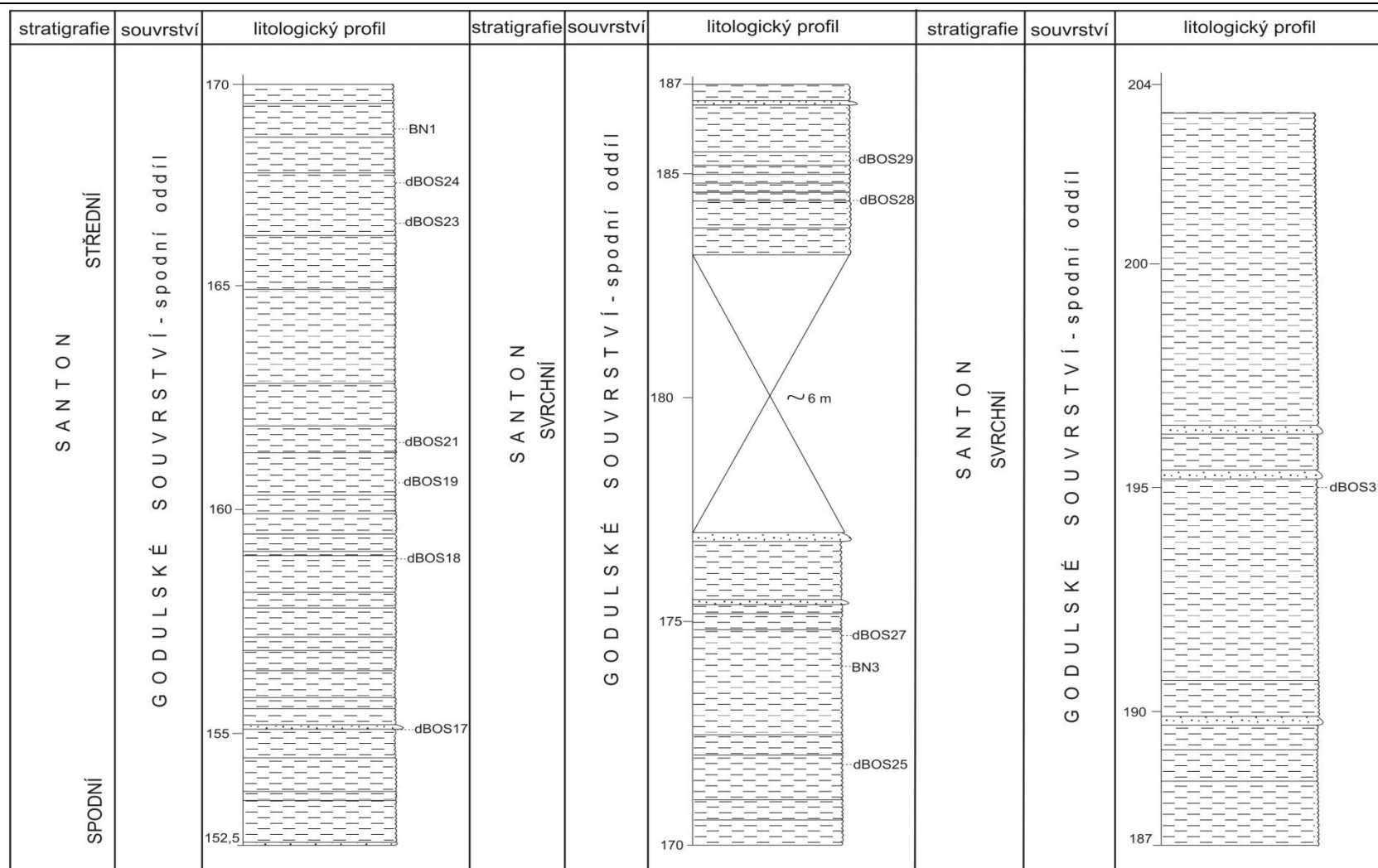


Obrázek 14b. Profil lokality Bystrý potok část 2. (upraveno dle BOOROVÁ et al., 2008).



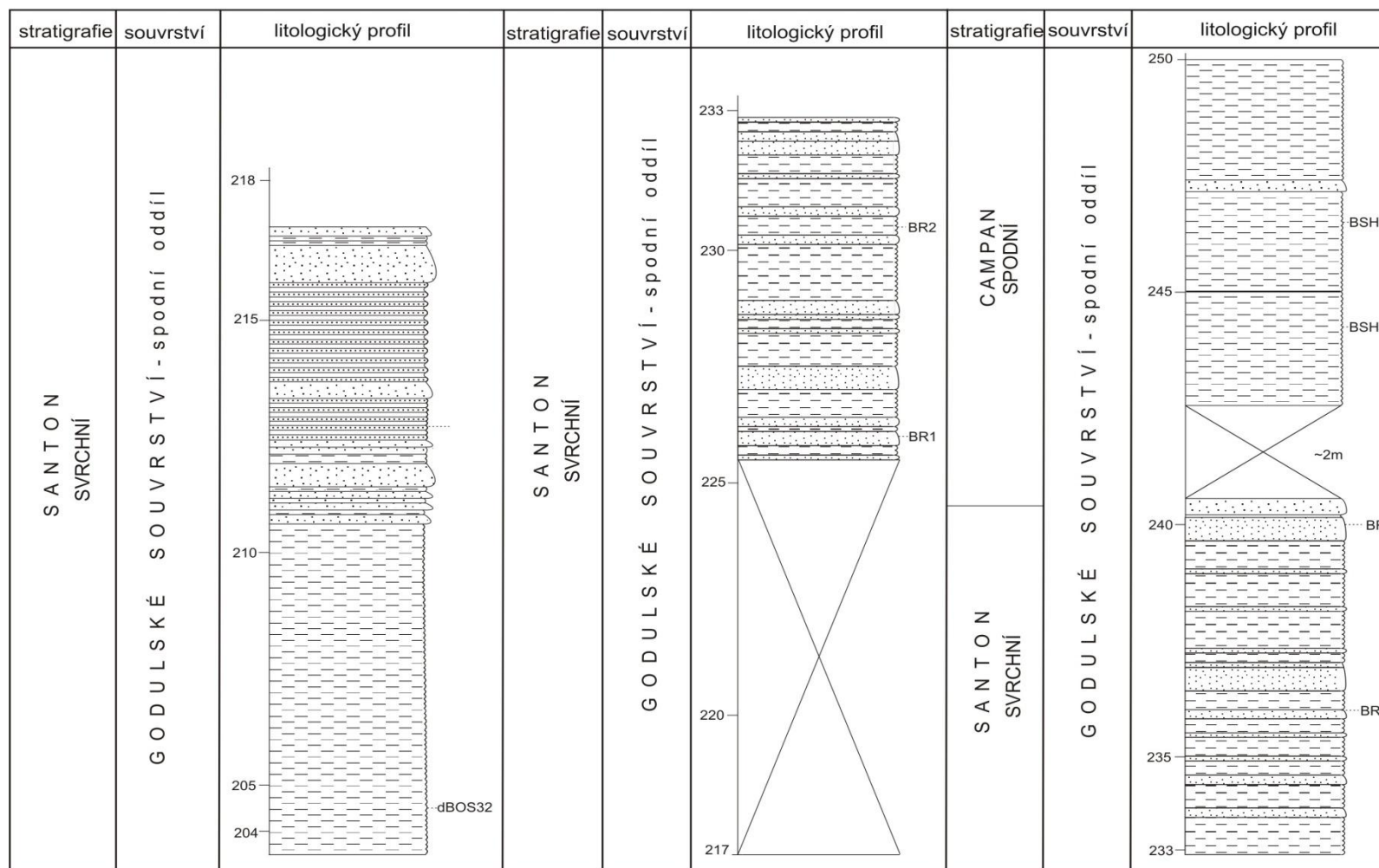
Obrázek 14c. Profil lokality Bystrý potok část 3. (upraveno dle BOOROVÁ et al., 2008).



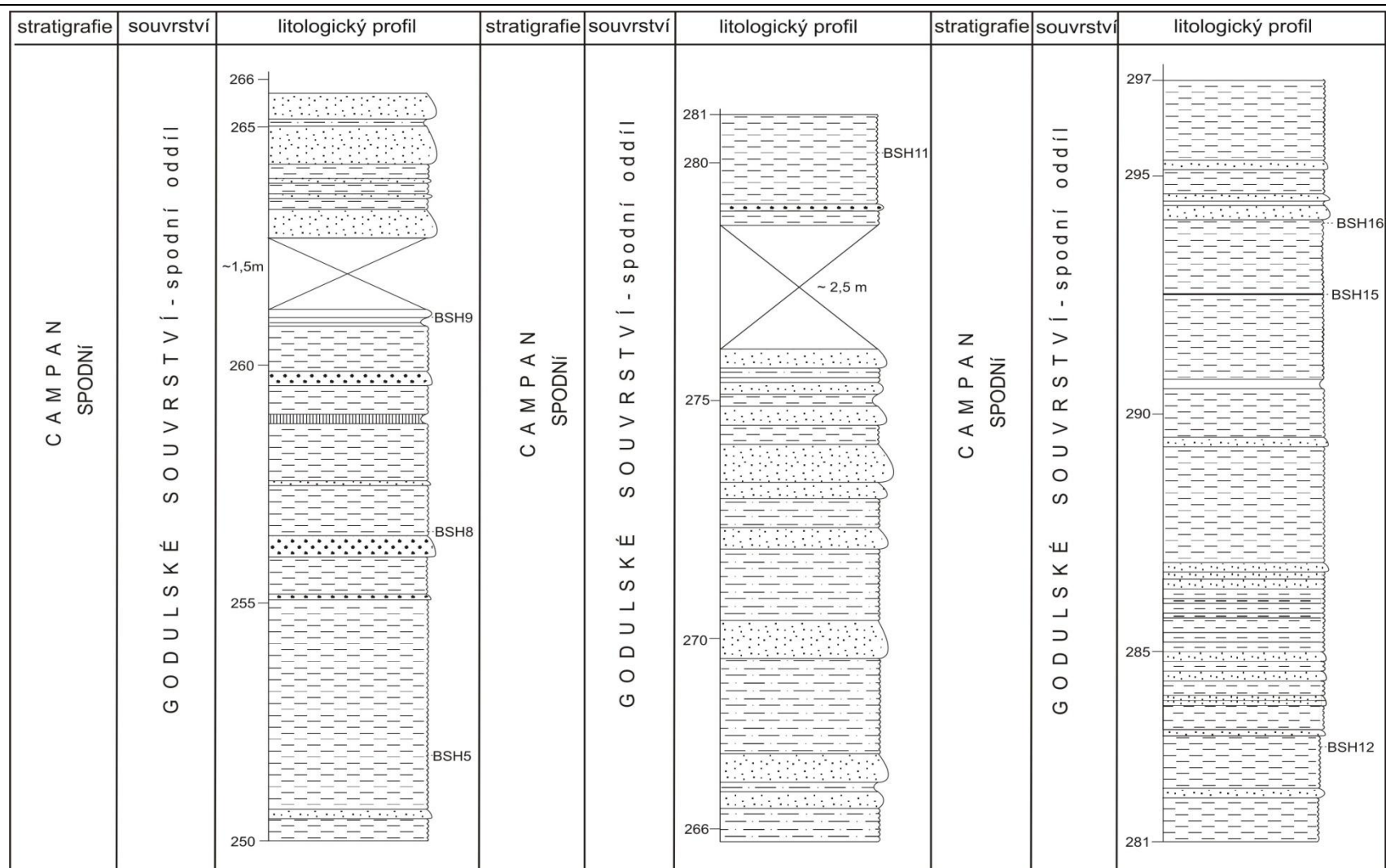


Obrázek 14d. Profil lokality Bystrý potok část 4. (upraveno dle BOOROVÁ et al., 2008).

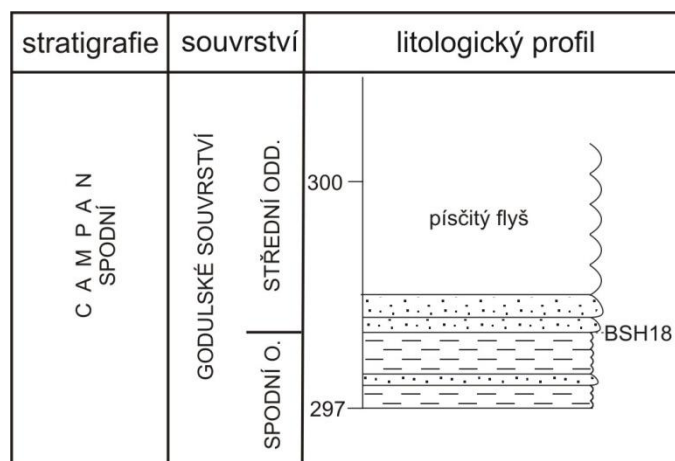




Obrázek 14e. Profil lokality Bystrý potok část 5. (upraveno dle BOOROVÁ et al., 2008).



Obrázek 14f. Profil lokality Bystrý potok část 6. (upraveno dle BOOROVÁ et al., 2008).

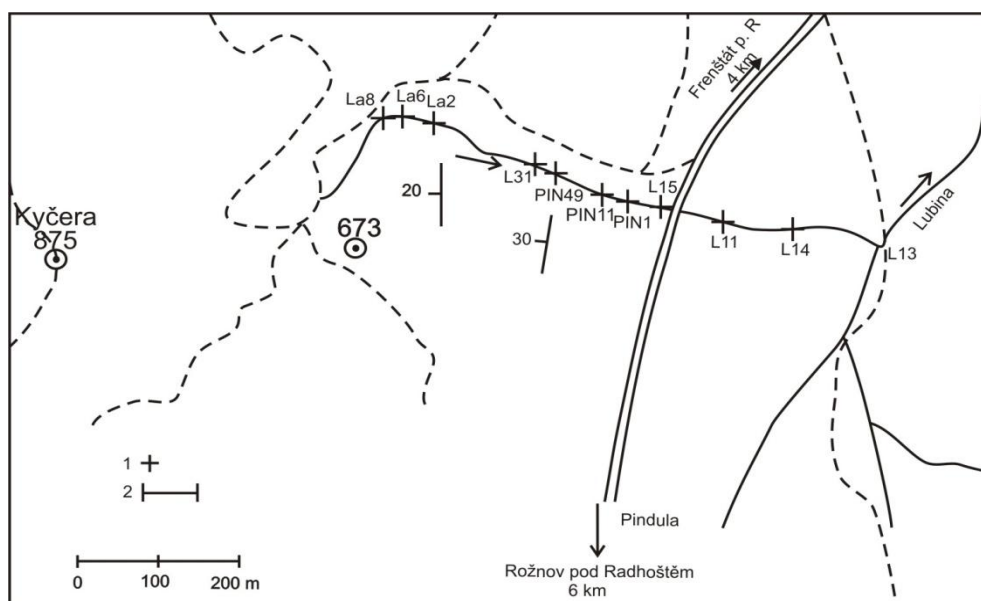


Obrázek 14g. Profil lokality Bystrý potok část 7. (upraveno dle BOOROVÁ et al., 2008).

## 2.2 Pindula

Profil (obrázek 22) reprezentuje soubor přirozených výchozů ve dně a v březích levostranného přítoku říčky Lubina, stékajícího z východního svahu kopce Kyčera, pod sedlem Pindula u Frenštátu pod Radhoštěm (obrázek 15). Celková mocnost složeného profilu obnáší 272,5 m. Stratigrafické vyhodnocení profilů vychází z nálezů amonitů (VAŠÍČEK, 1981) a z vyhodnocení nevápnitých dinoflagelát (SKUPIEN 1997, 1999). Na profilu byly již dříve zpracovány obsahy organického uhlíku veřovického souvrství (KRATOCHVÍLOVÁ et al., 2003).

Vzorky z této lokality jsou označeny symbolem L a PIN.



Obrázek 15. Situační mapka lokality Pindula. 1. izolované výchozy, 2. pásmo výchozů (upraveno dle SKUPIEN, 1999).

Zpracovávaná část profilu začíná 1300 m v. od kóty 875 m (Kyčera) ojedinělými výchozy **hradišťského souvrství** (obrázek 16), tvořeného šedými, rezavě navětralými slabě vápnitými jílovci až prachovci (L11b, 13, a 14). Podle dinoflagelát úsek stratigraficky odpovídá svrchnímu barremu. Vzhledem k monotónnímu uložení vrstev a zcela jasné stratigrafické sukcesi podle zjištěných dinoflagelát (SKUPIEN, 1999) lze předpokládat, že jednotlivé výchozy na sebe navazují, a že se jedná o souvislý profil.

V pokračování nad cestou z Frenštátu p. R. do Rožnova p. R. profil pokračuje rezavě navětrávajícími, tmavošedými, nevápnitými jílovci a prachovci **hradišťského souvrství** (vzorky L15–L17a; SKUPIEN, 1999). V nejvyšší části o mocnosti 7 m byly odebrány vzorky PIN01, 04, 07. Podle dinoflagelát i amonitů (VAŠÍČEK, 1981) se stratigraficky jedná o nejvyšší spodní a svrchní apt. Na základě terénních pozorování a rovněž biostratigrafie je možno v úseku metráží -10 až -20 m předpokládat dislokaci.



Obrázek 16. Detail hradišťského souvrství v místě odběru vzorku PIN01 (foto P. Skupien).



Obrázek 17. Detail veřovického souvrství v místě odběru vzorku PIN29 (foto P. Skupien).

V nadloží následuje profil představovaný sazově černými jílovci až prachovci **veřovického souvrství** (obrázek 17) o mocnosti cca 40 m. Z tohoto souvrství byly již dříve odebrány vzorky PIN11, 14, 17, 21, 29, 32, 33, 36, 37, 38, 42, 44 (KRATOCHVÍLOVÁ et al., 2003).

Nejmocnější část (cca 180 m) představuje výchoz zelenošedých, místy až černošedých skvrnitých, slabě vápnitých a nevápnitých prachovitých jílovců **lhoteckého souvrství** (obrázek 19). Celkově bylo ze **lhoteckého souvrství** analyzováno 7 vzorků (PIN49, PIN52, L31 a 34 a La2 - obrázek 20). V nadloží se objevuje **mazácké souvrství** (obrázek 21) tvořené červenohnědými a zelenošedými nevápnitými jílovci s ojedinělými polohami jemnozrnných pískovců (La6 a La8). Podle přítomných dinoflagelát reprezentuje **lhotecké souvrství** celý alb (SKUPIEN, 1999).

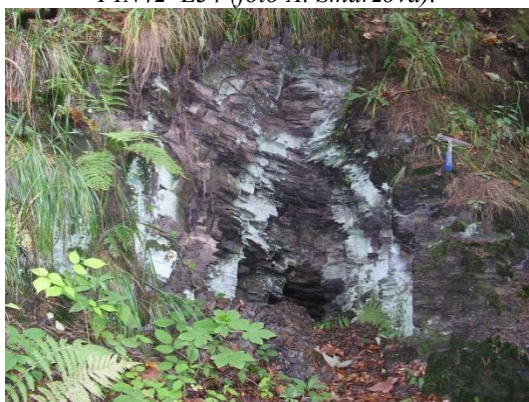




*Obrázek 18. Místo přechodu veřovického souvrství v souvrství lhotecké a zároveň místo odběru vzorků PIN42–L34 (foto A. Smaržová).*



*Obrázek 19. Lhotecké souvrství (místo odběru vzorku L31) (foto A. Smaržová).*

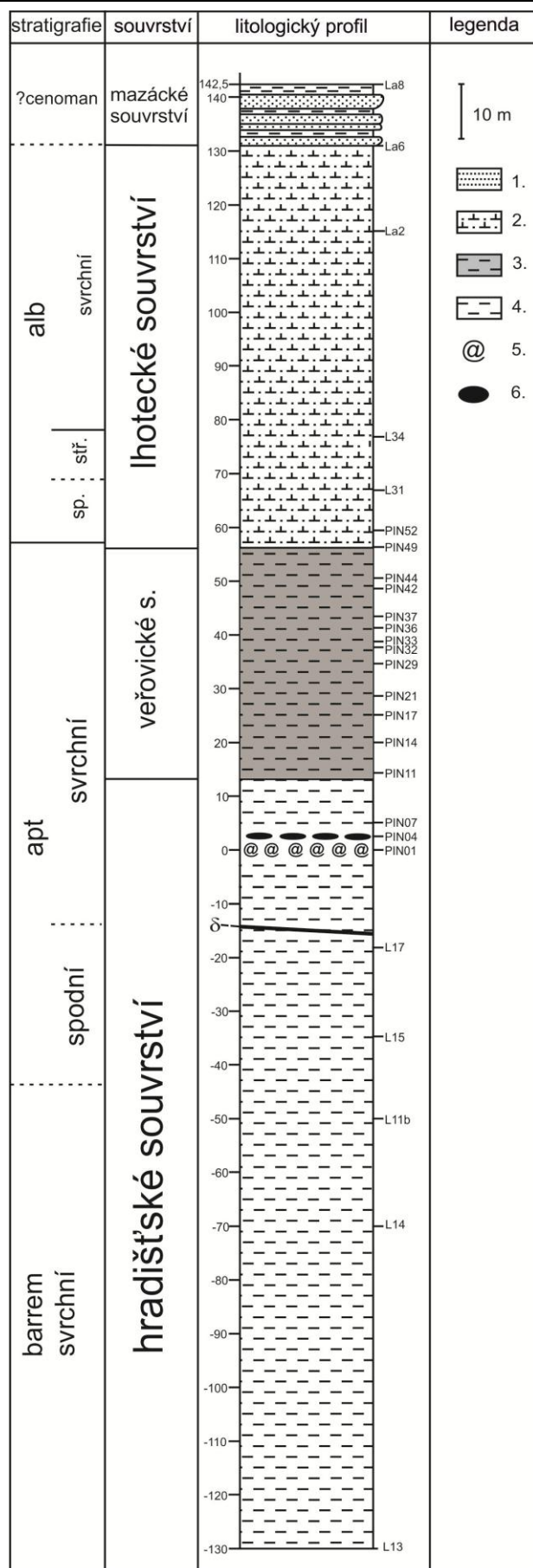


*Obrázek 20. Pohled na nejvyšší část lhoteckého souvrství v místě odběru vzorku La2 (foto P. Skupien).*



*Obrázek 21. Detailní pohled na mazácké souvrství v místě odběru vzorku La6 (foto P. Skupien).*

*Obrázek 22. Schématický profil lokality Pindula s pozicí odebraných vzorků. 1. pískovce, 2. prachovitý jílovec, 3. tmavý nevápnitý jílovec až prachovec, 4. šedý nevápnitý jílovec, 5. amoniti, 6. pelosiderity.*



## 2.3 Veřovice

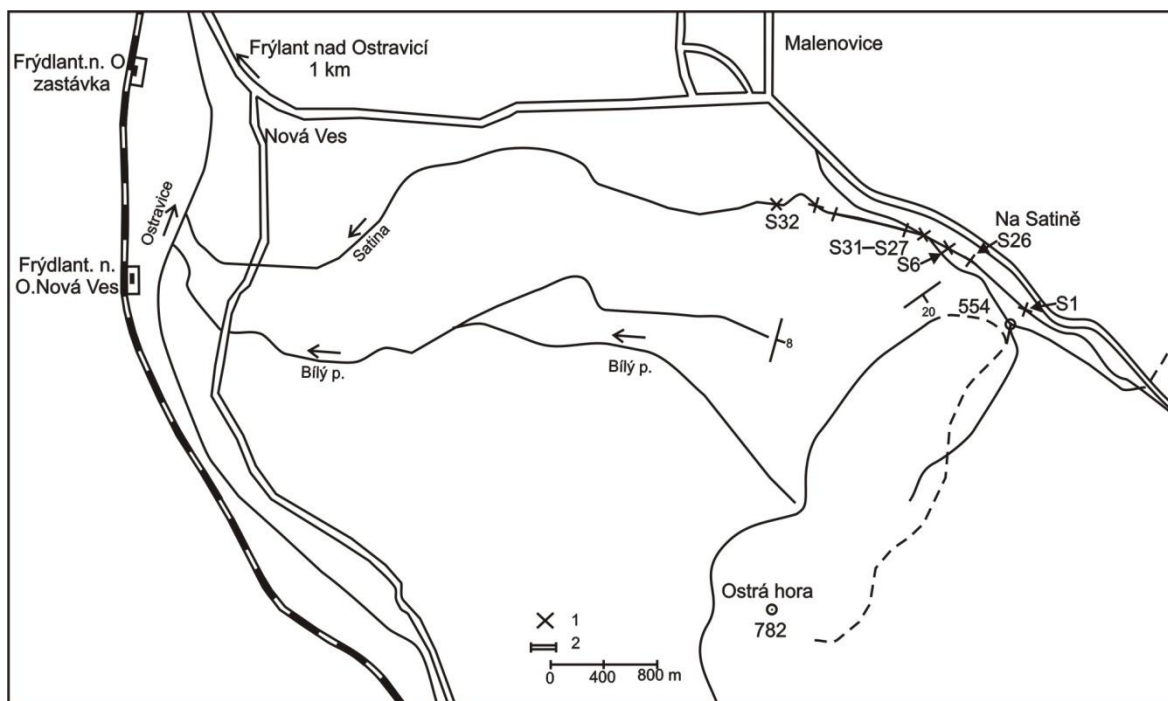
Pro účely zhodnocení obsahu organického uhlíku byly odebrány tři vzorky z výchozu typové lokality **veřovických vrstev**, odkrytých v březích potoka Jičínka při jv. okraji obce Veřovice. Profil vystupuje v levém břehu potoka 35 metrů proti proudu od mostu železnice přes potok Jičínka. Výchoz je tvořený sazově černými, rezavě navětrávajícími, prokřemenělými nevápnitými jílovci veřovického souvrství. Zde byly odebrány vzorky Ve1, 2 a 3.

SKUPIEN & VAŠÍČEK (2000) uvádějí stáří zdejších výchozů vyšší spodní až svrchní apt.

Vzorky odebrané z profilu Veřovice jsou označeny symbolem Ve.

## 2.4 Satina

Lokalita Satina se nachází na potoce Satina u obce Malenovice (místní část na Satině). Tvoří ji soubor přirozených výchozů v březích potoka. Profil začíná v **hradišťském souvrství** pod uměle vytvořeným splavem, 1850 m severně od kóty 782 m (Ostrá hora) a končí směrem proti proudu **lhoteckým souvrstvím** u vodopádu, který vznikl na rozhraní **lhoteckého souvrství** a **ostravického pískovce** (obrázek 23).



Obrázek 23. Lokalizační mapka profilu Satina. 1. izolované výchozy; 2. pásmo výchozů (upraveno dle SKUPIEN, 1999)

Profil už jednou byl detailně popsán SKUPIENEM (1999). Původní profil byl doplněn o měření TOC. Pozornost byla věnována té části profilu, kterou tvoří tmavošedé, vápnité jílovce a prachovce **hradišťského souvrství** s již dříve ověřeným stratigrafickým rozpětím svrchní barrem–svrchní apt.

Odebrané vzorky byly označeny symbolem S.

Ve spodní části profilu, v místě odběru vzorku S32, (SKUPIEN, 1999) se nad 15 cm mocnou pískovcovou deskou nachází fosiliferní poloha s amonitovou faunou nejvyššího barremu. Po přerušení následuje několik samostatných výchozů, přičemž **svrchní část hradišťského souvrství** se nachází v místě mostku přes potok a je tektonicky komplikována. V rámci práce bylo analyzováno 5 vzorků. Jejich pozice vyplývá z litologického profilu v práci SKUPIEN (1999). Všechny vzorky podle dinoflagelát náležejí aptu, a to vzorky S30 a S29 aptu spodnímu. Vzorky S28 a S4a a b aptu svrchnímu.

## 2.5 Kunčice pod Ondřejníkem

Lokalita Kunčice pod Ondřejníkem zahrnuje tři samostatné výchozy **hradišťského souvrství**. Vzorky KN5 a KN8 odpovídají amonitovým lokalitám popsaným v práci VAŠÍČKA (1969). Třetí výchoz KN11 opět reprezentuje amonitovou lokalitu (VAŠÍČEK et al., 2004).

Vzorky odebrané z profilů jsou označeny symbolem KN:

- a) Vzorek **KN5** byl odebrán ve výchozu v levém břehu Tichávky v Kunčicích pod Ondřejníkem. Výchoz je v současnosti značně zasutěn. Asi 25 cm nad hladinou potoka jsou pelosideritové čočky (1,5–2,5 m dlouhé, maximálně 20 cm mocné). Asi 10 cm pod bází čoček pelosideritů je vložka pevného šedého slínovce s faunou. V pelitech kolem čoček a nad nimi je obvykle vyvinuta druhotná břidličnatost. Celková mocnost výchozu je cca 1 m. Vzorky byly odebrány u báze ve střední části a v nejvyšší části výchozu. Stratigraficky odpovídá svrchnímu baremu, a to amonitové zóně **Giraudi** (VAŠÍČEK, 2009). Výchoz je stratigraficky mladší než KN11.
- b) Vzorek **KN8** byl odebrán ve výchozu v levém břehu bezejmenného potoka 150 m nad soutokem s Tichávkou, 300 m SV od kóty 440,7 a 500 m SZ od kóty 493,4. Výchoz je tvořen tmavými jílovci a slínovci. Asi 1,5 m nad úrovní potoka je



horizont čočkovitých pelosideritů (okolo 15 cm mocných). Celková mocnost výchozu je cca 1,5 m. Na profilu byly odebrány 3 vzorky v intervalu 0,5 m. Podle amonitů se jedná o nejnižší apt (VAŠÍČEK, 1969).

- c) Z přirozeného výchozu na levém břehu řeky Tichávky v Kunčicích pod Ondřejníkem, v místní části Na Huťařství byl odebrán vzorek **KN11**. Tento je situovaný 300 m SZ křižovatky státní cesty z Kunčic p. O do Frenštátu p. R. (SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2000). Podle VAŠÍČKA (2009) společenstvo amonitů odpovídá nejvyššímu baremu, amonitové zóně **Giraudi**. Z této lokality byly odebrány tři vzorky KN11/3, KN11/2, které reprezentují černé nevápnité jílovce až prachovce a KN11/1, který reprezentuje úsek černošedých skvrnitých vápnitých jílovců až prachovců.

## 2.6 Hukvaldy

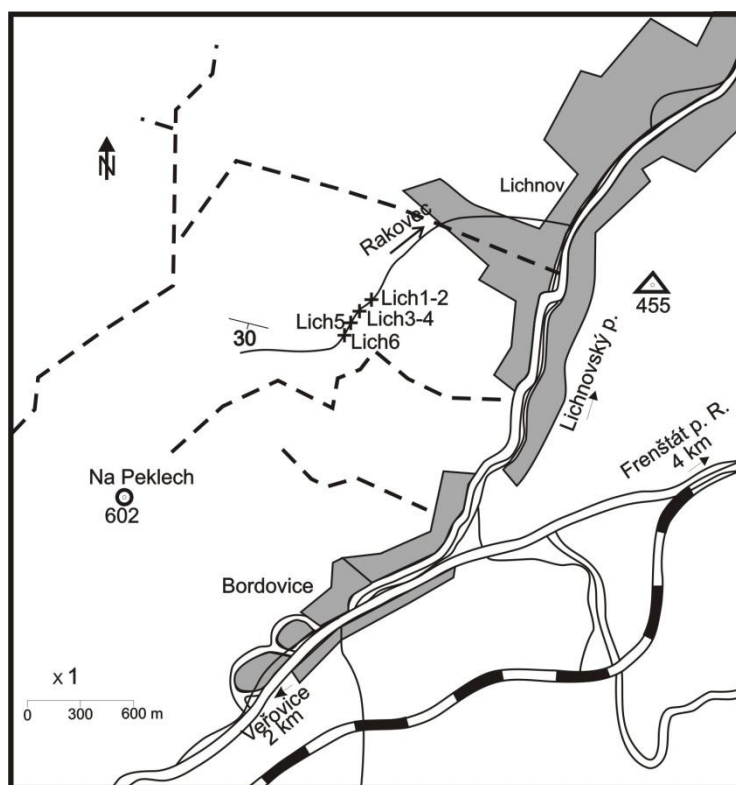
Lokalita představuje jediný odkryv hraničních uloženin hauteriv/barrem **hradišťského souvrství bašského vývoje** ve slezské jednotce obsahující amonity (VAŠÍČEK, 1977). Původní odkryvy nacházející se v levém nárazovém břehu říčky Ondřejnice v oboře hradu Hukvaldy již neexistují. Jediný odkryv se nachází v levostranném přítoku Ondřejnice, v blízkosti původní lokality. SKUPIENEM (2004) zde byly odebrány a popsány vzorky **Huk1** a **Huk2**. Podle nevápnitých dinoflagelát se jednalo o nejvyšší hauteriv.

## 2.7 Lichnov

Pásmo drobných výchozů **hradišťského souvrství** v březích potoka Rakovec při z. okraji obce Lichnov (obrázek 24), 1150 m sv. od kóty 603 (Na Peklech) a 1270 m z. od trigonometru 455 (SKUPIEN, 1999). Lokalita náleží dílčímu příkrovu godulskému a vzorky odebrané z profilu jsou označeny symbolem Lich.

Spodní část profilu začíná v potoce při okraji lesa a je tvořena střídáním světlešedých až tmavošedých, ve spodní části profilu převážně hnědošedých, vápnitých jílovců a prachovců, místy světlešedých slínovců, s ojedinělými, až 15 cm mocnými polohami jemnozrnných světlešedých pískovců (Lich1 – 5). Po 200 m proti proudu se v nadloží objevuje detritická poloha šedohnědých prachovců až pískovců s ojedinělými rostry belemnitů a s až 20 cm velkými valouny vápenců štramberského typu (Lich6). VAŠÍČEK (1975) popisuje z této lokality nálezy aptychů a belemnitů svrchního hauterivu. Podle

určených dinoflagelát celý studovaný profil náleží svrchnímu hauterivu, a to intervalu od nejsvrchnější části amonitové zóny **Sayni** po spodní část amonitové zóny **Balearis** (SKUPIEN, 1999).



Obrázek 24. Situační mapka profilu Lichnov. 1. izolované výchozy (upraveno dle SKUPIEN, 1999).

## 2.8 Skalice

Profil Skalice (obrázek 25) reprezentuje jeden z nejúplnějších spodnokřídových profilů zachycující **těšínské vápence** a jejich přechod do nadložního **souvrství hradišťského** (SKUPIEN, 2003; SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2011). Studovanou lokalitu tvoří pásmo přirozených výchozů o celkové mocnosti 156 m, nacházejících se v korytě, ale především v levém nárazovém břehu řeky Morávky, 1200 m ssv. od kóty 438 (Strážnice) a 500 m jv. od kóty 435 (Vrchy) při východním okraji obce Skalice, nedaleko Frýdku-Místku (přesná lokalizace s mapou viz SKUPIEN 1999, 2003).

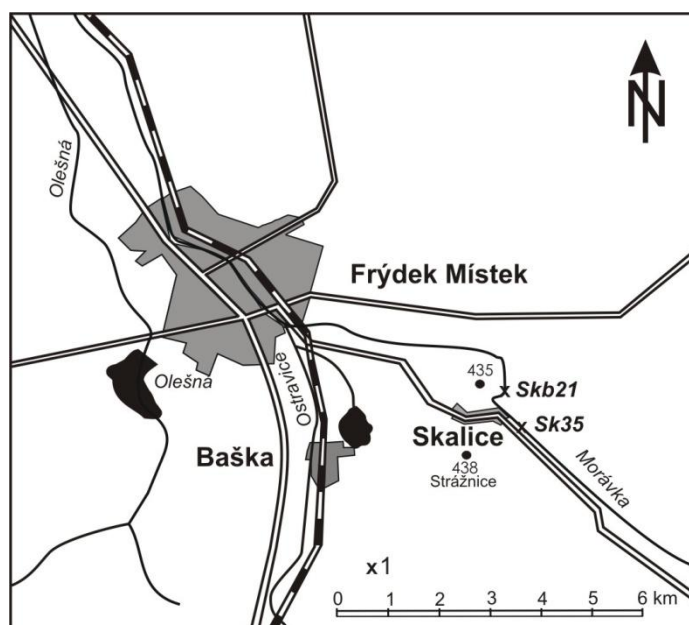
Vzorky jsou označeny symbolem Sk.

V rámci studia stabilních izotopů uhlíku a kyslíku byla pozornost soustředěna na vyšší část profilu, zachycující změnu sedimentace šedých vápnitých jílovců náležejících **těšínským**

**vápencům** a jejich přechod do tmavě šedě zbarvených jílovců náležejících **souvrství hradišťského**.

V rámci **těšínských vápenců** jsou zastoupeny šedé vápence a vápnité pískovce, které vytvářejí decimetrové rytmy společně se světlešedými a tmavošedými jílovci a prachovci, místy až šedými slínovci.

Hranice **těšínských vápenců** vůči nadložnímu souvrství je neostrá a od vzorku SK7 je možno hovořit o zcela pozvolném přechodu do **souvrství hradišťského**. Nad vzorkem SK9 přibývá písčitéjších poloh. Podle nevápnitých dinoflagelát studovaná část **těšínských vápenců** náleží nejvyšší části spodního valanginu (amonitové zóně **Campylotoxus**, SKUPIEN, 2003, SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2011).



Obrázek 25. Situační mapka lokality Skalice. I. izolované výchozy (SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2011).

**Hradišťské souvrství** (vzorky SK11–33 a SI0–7) reprezentuje svrchní valangin až nejspodnější hauteriv (SKUPIEN, 2003; SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2011). Celý úsek až po přerušení nad vzorkem SK11 (obrázek 28) tvoří decimetrové rytmy na bázi s písčitými vápenci až vápnitými pískovci rezavě navětrávajícími (jejich maximální mocnost je 5 cm) a se světlešedými a tmavošedými vápnitými jílovci. Místy se ojediněle objevují světlešedé skvrnité slínovce. Po přerušení profil pokračuje centimetrovými až decimetrovými rytmy rezavě zvětrávajících, šedých, laminovaných, jemnozrnných pískovců, šedých vápnitých jílovců a prachovců. Zcela ojediněle se ještě objevují polohy šedých písčitých vápenců.

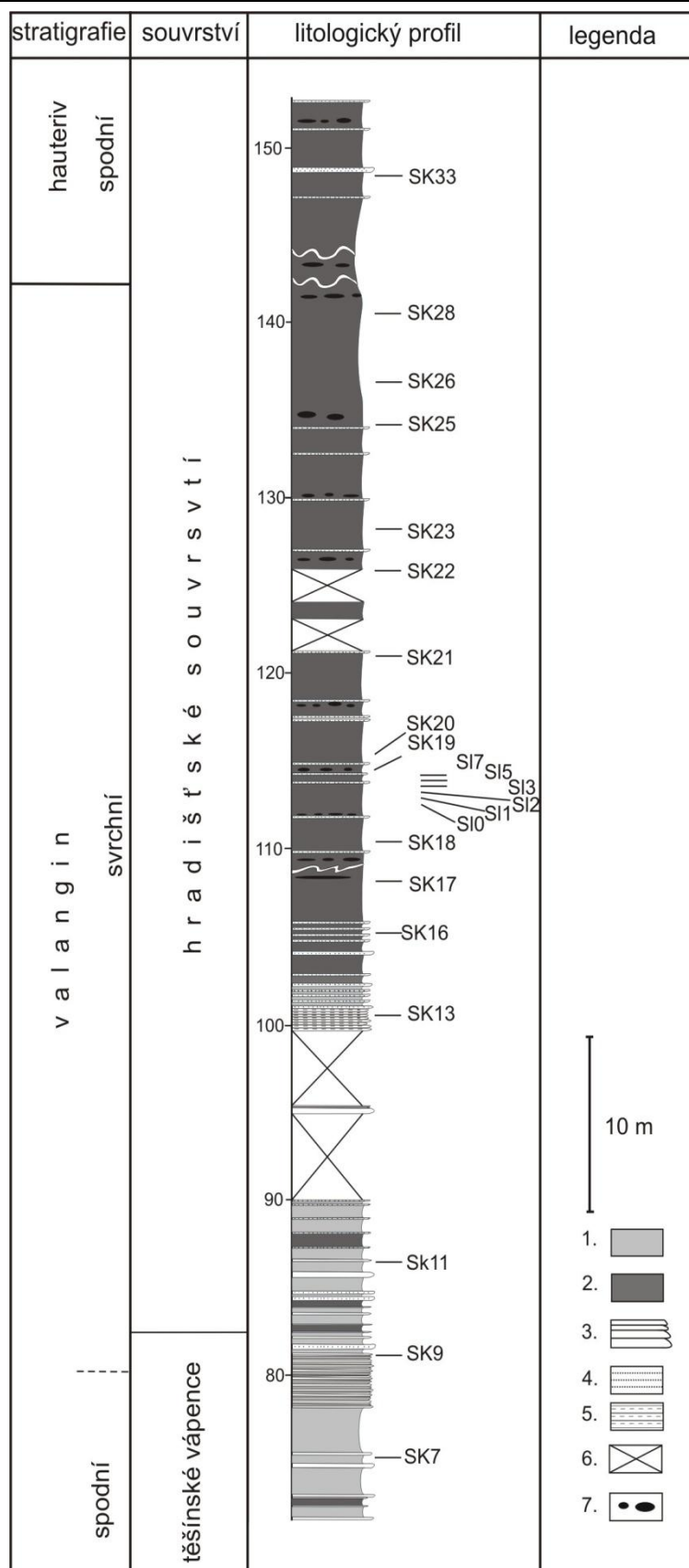
O 3 m výše (nad vzorkem SK13) končí výskyt poloh světlešedých jílovců a převládají pouze tmavé jílovce a prachovce tvořící rytmy s pískovci. Pískovcové polohy mají maximální mocnost 10 cm. V úseku nad vzorkem SK17 se nacházejí čočky pelosideritů o maximální mocnosti 7 cm, které se směrem do nadloží několikrát opakují, a to v intervalech 3–5 m. V nejsvrchnější části profilu (místo odběru vzorku SK33) lze pozorovat 20–30 cm mocné polohy rezavě zvětrávajících, šedých, jemnozrnných pískovců a jednu 22 cm mocnou polohu pelosideritů.



*Obrázek 26. Hradištské souvrství v místě odběru vzorku SK11 (foto P. Skupien).*



*Obrázek 27. Hradištské souvrství v místě odběru vzorku SK28 (foto P. Skupien).*

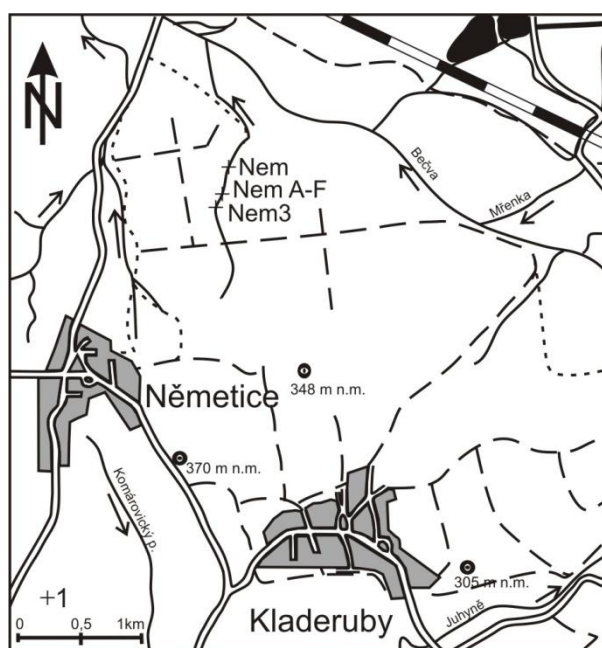


Obrázek 28. Profil lokality Skalice s pozicí odebraných vzorků (SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2011). 1. šedé vápnité jílovce a prachovce; 2. tmavě šedé vápnité a nevápnité jílovce a prachovce; 3. vápence; 4. pískovce; 5. slínité prachovce; 6. přerušení profilu; 7. pelosiderity.

## 2.9 Němetice

Pro studium poměru izotopů v karbonátech ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) byly vybrány profily svrchnokřídových sedimentů u Němetic (obrázek 29 a 34). Studované profily náleží kelčskému vývoji slezské jednotky. Studované odkryvy se nacházejí v rokli potoka směřujícího k severu, asi 1500 m JV od osady Pod Doubravou (SKUPIEN et al., 2007; BUBÍK et al., 2008). Dokumentovány byly tři samostatné, na sebe nenavazující profily, které pravděpodobně patří k samostatným tektonickým šupinám (sumární mocnost 14,6 m) s pestrými vrstvami.

Vzorky odebrané z profilu jsou označeny symbolem Nem.



Obrázek 29. Situační mapa lokality Němetice.  
1. izolované výchozy (SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2009).

Sedimenty objevující se na bázi nejsevernějšího profilu (Nem) jsou reprezentovány zelenošedými až světlešedými skvrnitými vápnitými písčito-jílovitými slínovci **jasenického souvrství** a jsou výrazně silicifikované. Na profilu o mocnosti 1,5 m byly odebrány 2 vzorky (Nem1, 2). Podle dinoflagelát a vápnitých nanofosílií, odpovídají jílovce nejvyššímu albu-cenomanu (BUBÍK et al., 2008).

Výše se nacházejí profily (NemA–F a Nem3) s pestrými vrstvami **němetického souvrství**. Na bázi profilu u NemA–F (obrázek 30) se objevují zelenošedé jílovce v mocnostech cca 0,5 m střídající se s vápnitými červenošedými jílovci a polohami šedých až tmavošedých jílovců, místy prachovitých a laminovaných. Tmavošedé jílovce tvoří horizonty o mocnosti



0,5 až 10 cm mocné. Nad nimi se objevují polohy rudohnědých až cihlových jílovců až 1,5 m mocných, oddělených polohami šedých případně zelenošedých jílovců. Pro analýzu C byly odebrány vzorky NemA–F. Tento profil reprezentuje spodní turon (obrázek 32).

Třetí zpracovaný profil (Nem3 - obrázek 33) tvoří především šedé až světle šedé slínovce v nejvyšší části doprovázené polohami vápnitých pískovců. Zpracovány byly tři vzorky Nem3A1, 3B a 3D. Podle dinoflagelát, planktonických foraminifer a vápnitých nanofosílií se jedná o střední turon (BUBÍK et al., 2008, SKUPIEN et al., 2009).



*Obrázek 30. Nemetické souvrství s typickými červenošedými jílovcí - místo odběru vzorku NemA (foto P. Skupien).*



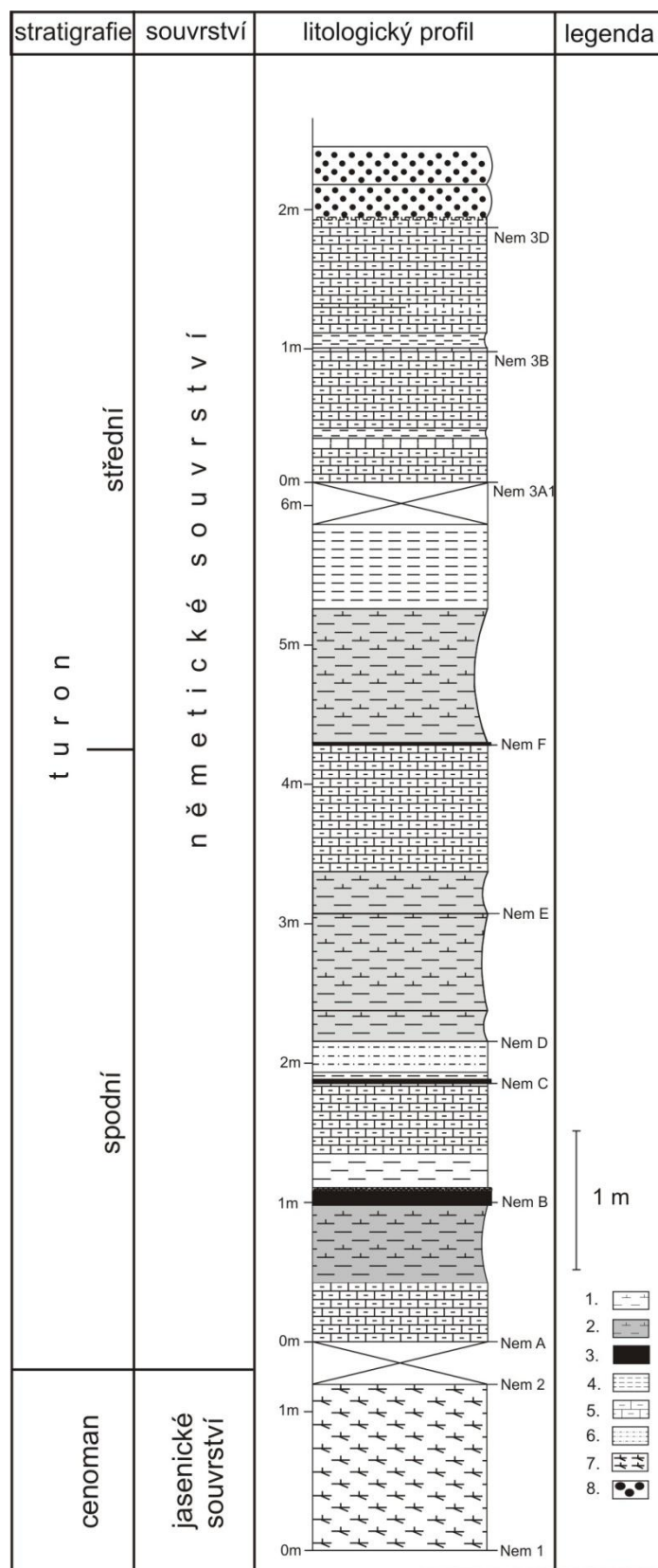
*Obrázek 31. Detailní pohled na černošedé jílovce nemetického souvrství - místo odběru vzorku NemB (foto P. Skupien).*



*Obrázek 32. Poloha černošedých jílovců v nemetickém souvrství v místě odběru vzorku NemC (foto P. Skupien).*



*Obrázek 33. Detail nemetického souvrství na profilu Nem3 (foto P. Skupien).*



Obrázek 34. Složený profil lokality Němetice s pozicí odebraných vzorků (SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2009).  
 1. zelenošedý vápnitý jílovec; 2. vápnitý červenošedý jílovec; 3. černošedý jílovec; 4. šedý jílovec; 5. šedý slínovec; 6. prachovec; 7. skvrnitý vápnitý jílovec; 8. pískovec



### 3 Izotopy uhlíku a kyslíku

Izotopy (z řecké předpony *iso-* (*stejně-*) a *topos* (*místo*)) jsou atomy stejného prvku, lišící se nukleonovým číslem. Mají různý počet neutronů, ale stejný počet protonů a obsazují stejné místo v periodické tabulce prvků. Izotopy mají prakticky totožné chemické vlastnosti, hlavní rozdíl spočívá v tom, že lehčí izotopy reagují snadněji než izotopy těžké.

Fyzikální vlastnosti izotopů jsou podobné, ale odlišují se. Kromě rozdílné hmotnosti a tedy jejich hustoty sloučenin bývá nejčastější odlišností jejich stálost (stabilní a nestabilní - radioaktivní izotopy).

**Izotopový efekt** je způsoben rozdílnými fyzikálními nebo chemickými vlastnostmi, které vyplývají z rozdílů v atomové hmotnosti.

Rozdílnost v chemické reaktivitě (lehčí izotopy reagují snadněji) a fyzikálních vlastnostech (hmotnost, stálost, hustota) izotopů způsobuje **frakcionaci izotopů**, to znamená jejich přerozdělování mezi sloučeniny nebo fáze, v nichž se daný prvek vyskytuje. Nejdůležitější procesy, kdy dochází k frakcionaci izotopů jsou (HLADÍKOVÁ, 1988):

- a) **Rovnovážné izotopové výměnné reakce:** patří sem procesy s různým mechanismem, ale se společnými rysy (nejsou doprovázeny změnami koncentrací reagujících složek). Dochází při nich k redistribuci izotopů mezi různé chemické sloučeniny. Jejich hybnou silou je snaha systému o dosažení stabilního uspořádání, tedy minimální volné energie. Rovnovážnou izotopickou výměnnou reakci lze popsat rovnicí:



kde  $a$ ,  $b$  jsou stechiometrické faktory,  $A_1$  a  $B_1$  jsou molekuly s lehčím izotopem a  $A_2$  a  $B_2$  jsou molekuly s těžším izotopem.

Rovnovážnou konstantu (K) reakce (rovnice 1) lze vyjádřit takto:

$$K = \left(\frac{A_2}{A_1}\right)^a / \left(\frac{B_2}{B_1}\right)^b \quad (2)$$

Častěji se však pro udání poměru obsahů kterýchkoliv dvou izotopů ve sloučenině A k obsahu těchto izotopů ve sloučenině B se užívá **frakcionačního faktoru  $\alpha$** , který lze vyjádřit rovnicí (rovnice 3):

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} \quad (3)$$

Kde R je poměr těžšího izotopu k lehčímu (např.  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  nebo  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ).

Mezi rovnovážnou konstantou K a frakcionačním faktorem  $\alpha$  existuje následující vztah:

$$\alpha = K^{\frac{1}{n}} \quad (4)$$

kde n je počet atomů účastnících se izotopické výměny.

Hodnoty frakcionačního faktoru  $\alpha$  jsou blízké jedné, většinou 1,00X, což je velice nevýhodné pro praxi. Z toho důvodu se izotopové složení látek A a B vyjadřuje jako relativní odchylka  $\delta$  (‰) poměru těžšího a lehčího izotopu ve vzorku a standardu k poměru těžšího a lehčího izotopu ve standardu (viz rovnice 2).

$$\begin{aligned} \delta_A &= \frac{R_A - R_{\text{std}}}{R_{\text{std}}} = \frac{R_A}{R_{\text{std}}} - 1 = \left(\frac{R_A}{R_{\text{std}}} - 1\right) \times 10^3 \\ \delta_B &= \frac{R_B - R_{\text{std}}}{R_{\text{std}}} = \frac{R_B}{R_{\text{std}}} - 1 = \left(\frac{R_B}{R_{\text{std}}} - 1\right) \times 10^3 \end{aligned} \quad (5)$$

kde  $R_A$  a  $R_B$  je měřený poměr příslušných izotopů sloučenin a  $R_{std}$  je definovaný poměr izotopického standardu.

Vztah mezi měřenými hodnotami  $\delta$  a frakcionačním faktorem  $\alpha$  lze vyjádřit rovnicí:

$$1000 \ln \alpha_{A-B} \cong (\alpha_{A-B} - 1) \times 1000 \cong \delta_A - \delta_B = \Delta_{A-B} \quad (6)$$

Veličina  $\Delta_{A-B}$  vyjadřuje rozdíl v izotopickém složení látek A a B a je rovna X. Rovnice (3) vyjadřuje vztah mezi měřenými hodnotami  $\delta$  a fyzikálně odvozenými veličinami  $\alpha$ .

- b) **Kinetické pochody:** různé reakční rychlosti molekul obsahující lehké a těžké izotopy. Jedná se o reakce, které probíhají jedním směrem, od výchozích látek k reakčním produktům a u nichž dochází k vytváření a posléze rozpadu.
- c) **Fyzikálně chemické procesy:** vypařování, kondenzace, difuze, adsorpce, desorpce a lze sem zařadit i vliv krystalové struktury a chemické vazby na velikost izotopické frakcionace.

### 3.1 Referenční standardy

Při měření izotopického složení prvků se porovnává neznámé izotopické složení vzorku se známým izotopickým složením standardu. V laboratořích se používají tzv. pracovní standardy, jejichž izotopické složení bylo zkontrolováno mezinárodním standardem.

Přesnost, se kterou je možno měřit **absolutní** množství izotopů je nižší než při určování **relativního** rozdílu množství izotopů ve dvou vzorcích. Nicméně je určování **absolutního** poměru izotopů velice důležité, protože jejich hodnoty jsou základem výpočtu relativních rozdílů  $\delta$  hodnot. Tabulka 3 (HOEFS, 2009) sumarizuje absolutní poměry izotopů primárních standardů pro O a C, které mají mezinárodní platnost a použití.

Tabulka 3. Rereferenční standardy izotopů C a O (HOEFS, 2009), (SMOW - Standard Mean Ocean Water, PDB - Pee Dee Belemnite).

Standard	Poměr	Hodnota	Dle
<b>SMOW</b>	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	2 005,20±0,43	BAERTSCHI (1976)
<b>PDB</b>	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	2 067,1±2,1	CRAIG (1957)
	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	11 237,2±2,9	

**PDB** je zkratka pro mezinárodní srovnávací hladinu Pee Dee Belemnite. Zkratka je zvolena podle belemnita *Belemnitella americana* z vápenců na lokalitě Peedee v Jižní Karolině (USA). Toto vápencové souvrství bylo vybráno, protože hladina poměru izotopu  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  v něm je mnohem vyšší než v jakýchkoliv jiných karbonátových souvrstvích. Mezinárodní dohodou je stanoveno, že hodnota  $\delta^{13}\text{C}$  je pro toto souvrství rovna nule, což znamená, že hodnoty z jiných souvrství jsou negativními delta hodnotami.

Hodnoty poměru izotopů uhlíku a kyslíku naměřené v tomto souvrství byly určeny jako mezinárodní standardní srovnávací hladina. Standard se začal používat na počátku padesátých let na University of Chicago, kdy byla rozpracována paleoteplotní škála.

**VPDB** je zkratka pro Vienna Pee Dee Belemnite a hodnotu naměřenou na původním vzorku (vápenci z lokality Peedee) v laboratořích ve Vídni. Zde byl vzorek zpracován a změřen, a podle výsledků byla nakalibrována nová srovnávací hladina pro fosilie. V tomto případě se rozšířilo užívání termínu Vienna Pee Dee Belemnite.

**SMOW** (Standard Mean Ocean Water) standard byl původně hypotetický vodní vzorek s izotopickým složením velice podobným nezpracované oceánské vodě (CRAIG, 1961), později byl přejmenován dle redistribuovaného vzorku vody National Bureau of Standard (NBS-1). Později IAEA (v roce 1968) začala distribuovat vzorek destilované vody pojmenovaný **V-SMOW** (Vienna - SMOW), jehož izotopické složení je velice podobné, ne však identické s původním izotopickým složením standardu **SMOW**.

**V-SMOW** slouží jako srovnávací hladina pro porovnávání poměrů izotopů uhlíku a kyslíku převážně vzorků vody.

Jak už bylo zmíněno dříve, hlavním mezinárodním standardem, k němuž se vztahují výsledky izotopických měření uhlíku, je karbonát PDB (případně V-PDB). Pro kyslík se používá standard VSMOW/SMOW.

Oba uvedené standardy se často používají zároveň a jejich hodnoty se dají jednoduše přepočítat (HOEFS, 2009) dle vzorce:

$$\delta\text{PDB} = 0,97002 \times \text{SMOW} - 29,98 (\text{‰}) \quad (7)$$

a naopak:

$$\delta\text{SMOW} = 1,03091 \times \text{PDB} + 30,91 (\text{‰}) \quad (8)$$

### 3.2 Izotopy uhlíku a kyslíku

**Uhlík** je jedním ze základních prvků Země a patří též k základním stavebním prvkům organismů. Je patnáctým nejrozšířenějším prvkem v zemské kůře (200–800 ppm (mg/kg)) a čtvrtým nejrozšířenějším prvkem ve vesmíru hned po vodíku, héliu a kyslíku. Největší množství uhlíku se vyděluje z oceánu (28 mg/l) - hlavního rezervoáru uhlíku - vysrážením  $\text{CaCO}_3$  z vápenatých skeletů a kalu a organických látek v sedimentech dna (BERNER & BERNER, 1987).

Uhlík má dva stabilní izotopy (NIER, 1950):

a)  $^{12}\text{C} = 98,89 \text{ ‰}$

b)  $^{13}\text{C} = 1,11 \text{ ‰}$

Krom toho obsahuje stopy radioaktivního izotopu  $^{14}\text{C}$ , který má ve složení přírodního uhlíku jenom nepatrné zastoupení.

Na Zemi vystupuje ve dvou základních formách: v oxidované formě jako  $\text{CO}_2$  a ve formě redukované, především v organických látkách. Atmosférický  $\text{CO}_2$  je fotosyntézou vázán do organických látek (do biosféry). Uhlík, který se váže na organické látky, se dostává do půdy, například jako organické ( $\text{R-COOH}$ ) a anorganické ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) kyseliny, ale rovněž jako  $\text{CO}_2$  kořeny a asociovanou mikroflórou a po rozkladu odumřelých kořenů a bylin. Organické kyseliny reagují se silikáty a karbonáty. Výsledkem je vznik bikarbonátů a organických aniontů v půdních roztocích.

---

Průměrná hodnota  $\delta^{13}\text{C}$  atmosférického  $\text{CO}_2$  je -7 ‰, produkty fotosyntézy jsou v důsledku kinetických izotopických efektů obohaceny izotopem  $^{12}\text{C}$ . Hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  většiny terestrických rostlin se pohybují v rozmezí od -24 do -34 ‰, hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  vodních rostlin od -6 do -19 ‰, řasy mají hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  od -12 do -23 ‰. Rozdíly v izotopickém složení uhlíku rostlinných tkání jsou způsobeny rozdílnými mechanismy fotosyntézy (HLADÍKOVÁ, 1988).

**Kyslík** je nejrozšířenějším prvkem na Zemi. Nachází se ve sloučeninách všech skupenství plynném, kapalném i pevném. Kyslík má tři stabilní izotopy s následujícím procentuálním zastoupením (HOEFS, 2009):

- a)  $^{16}\text{O}$ : 99,763 %
- b)  $^{17}\text{O}$ : 0,0375 %
- c)  $^{18}\text{O}$ : 0,1995 %

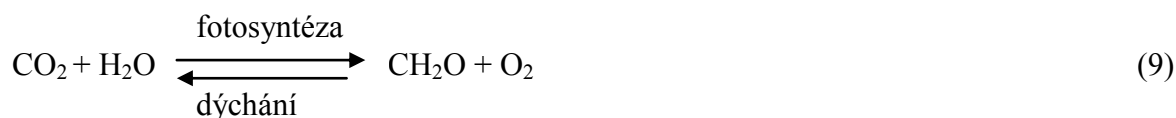
Kvůli vyššímu výskytu a hmotnostnímu rozdílu se běžně používá poměru  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ . Rozmezí hodnot  $\delta^{18}\text{O}$  zjištěné v nejdůležitějších geologických materiálech (srážková voda, mořská voda, sedimenty, metamorfika, granitoidy, bazalty a mimozemské materiály) je 40 (sedimenty) až -45 ‰ (srážková voda) (HLADÍKOVÁ, 1988).

#### 4 Hlavní geochemické cykly

Chemické cykly ovlivňují zemské klima a složení atmosféry a vod. Obrázek 35 ukazuje koloběh uhlíku na Zemi. V podstatě se zde dají rozlišit dva cykly koloběhu uhlíku:

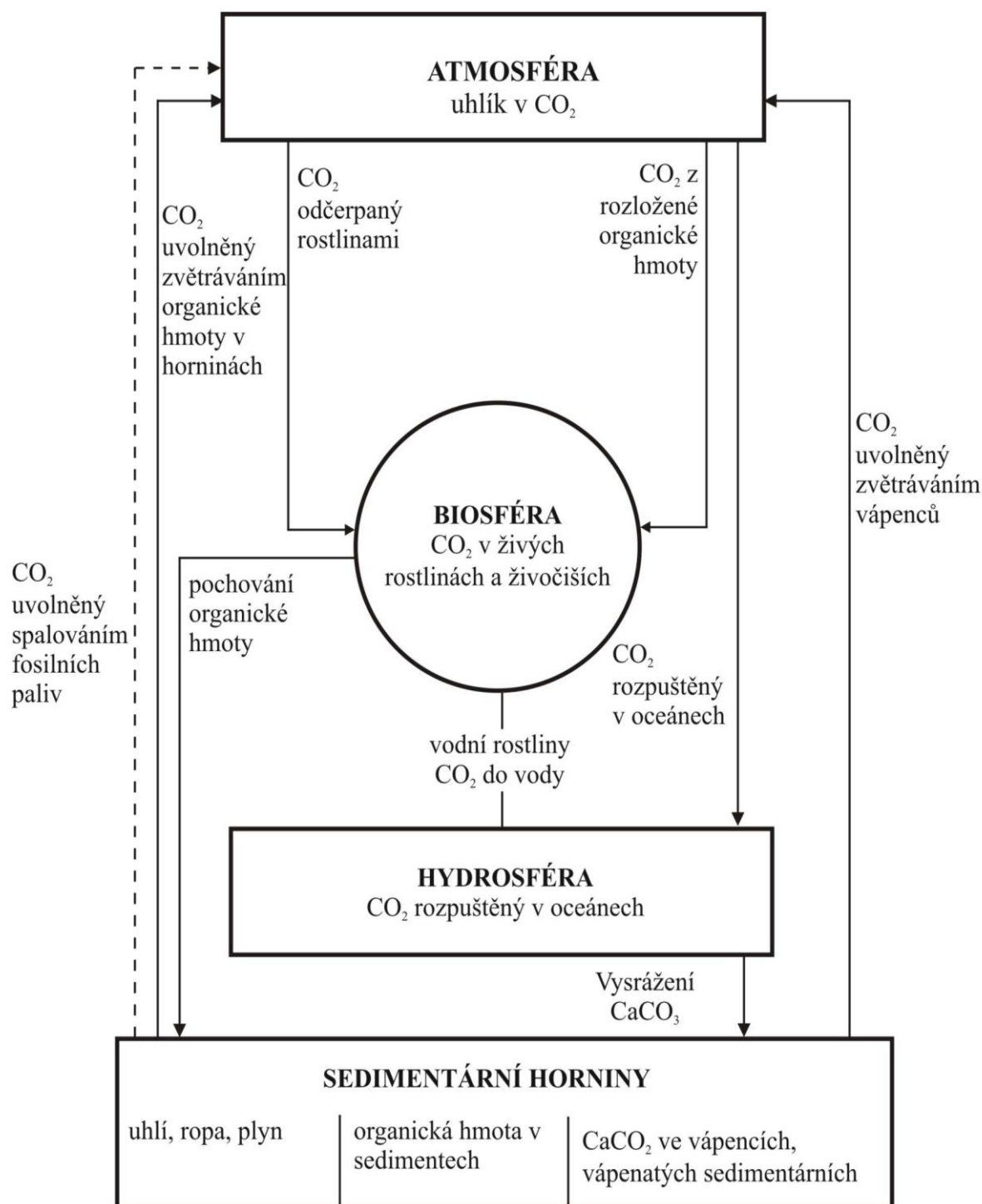
- a) **dlouhodobý** ( $10^6$  až  $10^8$  let) koloběh uhlíku, který je označován jako geochemický, kdy se uhlík uchovává a uvolňuje výlučně prostřednictvím hornin (BERNER, 1995);
- b) **krátkodobý** ( $10^3$  až  $10^5$  let) koloběh uhlíku, kdy se  $\text{CO}_2$  váže a uvolňuje, a tak zprostředkovává propojení mezi atmosférou, oceánem a biosférou.

Živé organizmy (živočichové i rostliny) hrají hlavní roli v chemických cyklech zemského systému. Přičemž, rostliny tvoří nedílnou součást vodního cyklu (prosakování vlhkosti kořeny do půdy a vypařování vodní páry do atmosféry). Voda je jedním ze zdrojů fotosyntézy, která je nejdůležitějším procesem poskytujícím živiny jak pro rostliny, tak pro zvířata. Dalším hlavním důležitým zdrojem fotosyntézy je  $\text{CO}_2$ . Jeho dva prvky - uhlík a kyslík cyklují mezi rostlinami a živočichy ve **fotosynteticko-respiračním cyklu** (rovnice 9).



Rostliny využívají při **fotosyntéze** slunečního záření a tepla k tvorbě energeticky bohatých organických sloučenin - cukrů skládajících se z oxidu uhličitého a vody. Cukry využívají rostliny pro svůj růst a dýchání. Při růstu rostlin se  $\text{CO}_2$  a  $\text{H}_2\text{O}$  nevrací do atmosféry, ale ukládá se v listech jako cukry a jiné látky, derivované z cukrů, obsahující uhlík, vodík a kyslík. Přičemž kyslík je uvolněn do atmosféry, jako vedlejší produkt fotosyntézy.

**Dýchání-respirace** je proces opačný k fotosyntéze, kdy dochází k využívání jejího vedlejšího produktu, kyslíku a uvolňování  $\text{CO}_2$ . Zvířata využívají dýchání k získávání energie z cukrů rostlin, které konzumují. Rostliny využívají tolik  $\text{CO}_2$  a  $\text{H}_2\text{O}$  při fotosyntéze, kolik ho ( $\text{CO}_2$  a  $\text{H}_2\text{O}$ ) zvířata při dýchání uvolní a naopak. V tomto případě je koloběh uhlíku a kyslíku mezi zvířaty a rostlinami v atmosféře v rovnováze. Protože je výměna mezi zvířaty a rostlinami v rovnováze, obsah  $\text{CO}_2$  a  $\text{O}_2$  v atmosféře neovlivňuje globální uhlíkový cyklus (obrázek 35 - atmosféra a biosféra).



Obrázek 35. Schéma globálního uhlíkového cyklu Země (upraveno dle LINTNEROVÁ, 2001).

Dalším zdrojem  $\text{CO}_2$  v atmosféře je **rozklad**. Při něm dochází k rozložení mrtvých organických zbytků, které nezkonsumovala zvířata. Nejvíce se na rozkladu rostlin podílejí houby a bakterie, které k rozkladu využívají kyslík a produkují  $\text{CO}_2$  (obrázek 35 - atmosféra a biosféra).



Rostliny, které nepodléhají fotosynteticko-respiračnímu cyklu, mohou být pohřbeny v bažinách nebo sedimentech na kontinentálních okrajích. Představují tak významnou zásobárnu redukováných uhlíkových směsí. Tak jako je **sedimentace** procesem, kdy je uhlík pohřbíván (ve formě rostlin) tak je **eroze** procesem, kdy dochází k jeho uvolňování do atmosféry, kde dochází k jeho oxidaci. Během určitých geologických období byla rychlost pohřbívání organického uhlíku ( $C_{org}$ ) a rychlost eroze v rovnováze. Tím pádem byla hladina oxidu uhličitého a kyslíku v atmosféře relativně stabilní.

V případě, že došlo k zvýšení rychlosti pohřbívání  $CO_2$ , byla tato rovnováha narušena. Atmosférický  $CO_2$  byl použit pro tvorbu jiných forem uhlíku (rostliny), které byly následně pohřbeny. Došlo tedy k pohřbení většího množství materiálu a redukcii obsahu atmosférického  $CO_2$  využívaného fotosynteticko-respiračním cyklem. Následkem bylo snížení koncentrace  $CO_2$ , a zvýšení koncentrace  $O_2$  v atmosféře. Globální změny v rychlosti pohřbívání organického materiálu tedy významně mění koncentraci  $CO_2$  a  $O_2$  v atmosféře (obrázek 35 - hydrosféra a sedimentární horniny).

Velké množství  $CO_2$  je uchováno v prostředích s minimálním nebo žádným obsahem kyslíku - **anoxických částech vodních mas**. Anoxické podmínky (anoxie) umožňují zbytkům odumřelých rostlin existovat, nebo být hluboko pohřbeny na dnech oceánů bez toho, aby podlehly rozkladu. Důvodem je absence kyslíku, bakterie využívající kyslík k rozkladu organických zbytků nemohou v anoxickém prostředí existovat a tak nedochází ani k rozkladu. Tím pádem dochází k akumulaci a pohřbívání nerozloženého organického materiálu spolu s ostatními sedimenty (jíl, bahno).

Stejné principy pro fotosynteticko-respirační cyklus uhlíku a kyslíku platí také pro vodní prostředí. V nich se na cyklu podílí fytoplankton (řasy, sinice a někteří fotosyntetizující prvoci). Fytoplankton, který nezkonzumují mořští živočichové, odumírá a klesá ke dnu, kde se buď rozloží anebo je pohřben. Mořská organická hmota je v některých případech smísená se suchozemskou, v lagunách, deltách nebo na okrajích kontinentálních šelfů. Suchozemskou organickou hmotu sem přinášejí především řeky, a to především během monzunů a dešťů. Tato částečně rozložená suchozemská organická hmota se ukládá spolu s mořskou v sedimentech. Není tedy zkonsumována ani mořskými živočichy ani úplně rozložena bakteriemi.

Organická hmota může být pohřbena i dále od pobřeží. V dnešní době, kdy jsou oceánské vodní masy studené, tak povrchové vodní masy u pólů klesají ke dnu a okysličují je.

V teplejších geologických obdobích, kdy byly i vody kolem pólů, vzhledem k dnešním teplotám vod, teplejší (méně okysličené), k poklesu vodních mas nedocházelo a tak se vytvářela anoxická prostředí. Z důvodu malé okysličenosti teplých vodních mas v nich nedocházelo k rozkladu organického materiálu, jenom k jeho pohřbívání. Při pohřbívání jak suchozemského, tak i mořského organického materiálu dochází k „přenosu“ uhlíku z atmosféry do zemských rezervoárů uhlíku.

Oblasti rychlého pohřbívání leží v blízkosti kontinentálních okrajů. Na abysálních plošinách nikdy nedochází k rychlému pohřbívání. Tedy tam, kde je fytoplankton neaktivnější, a kde dochází i k přínosu organické hmoty ze suchozemského prostředí. Takovými oblastmi jsou především laguny a delty. V jistých obdobích se však málo okysličené vodní masy z mělkomořských oblastí rozšířili natolik, že se i široké epikontinentální oblasti staly anoxickými. Za těchto podmínek docházelo k akumulaci organikou bohatých kalů. Tyto organické kaly se postupem času přeměnily na tmavě zbarvené sedimenty (břidlice, prachovce, pískovce), jejichž černou barvu způsobila v nich obsažená organická hmota, forma uhlíku.

#### **4.1 Význam izotopu uhlíku v chemických cyklech**

Jak vyplývá z úvodu kapitoly, uhlík je poměrně dobrým indikátorem stavu životního prostředí a klimatu v geologické historii Země.

Uhlík a jeho dva nejčastější stabilní izotopy jsou obsaženy v atmosférickém CO<sub>2</sub>. Pro fotosyntézu je z atmosférického CO<sub>2</sub> více využíván izotop <sup>12</sup>C, protože je oproti <sup>13</sup>C lehčí. Výsledkem je nepoměrně velký obsah izotopu <sup>12</sup>C v rostlinných tkáních. Z toho důvodu je tedy možno pomocí organických sedimentů identifikovat koncentraci CO<sub>2</sub> a O<sub>2</sub> v atmosféře.

Izotopově lehčí uhlík <sup>12</sup>C se dýcháním (zvířat) a rozkladem vrací do atmosféry. Je tedy zřejmé, že fotosyntéza a dýchání mají malý vliv na izotopickou rovnováhu v atmosféře. To samé platí pro pohřbívání izotopově lehkého uhlíku <sup>12</sup>C. Dokud se uhlík vrací do atmosféry zvětráváním organické hmoty, tak rychle jako je pohřbíván, je tento systém v rovnováze. V obdobích, kdy je rychlost pohřbívání větší než rychlost eroze, dochází ke snížení koncentrace <sup>12</sup>C v atmosféře a zvýšení objemu pohřbeného <sup>12</sup>C. Naopak koncentrace <sup>13</sup>C v atmosféře stoupá. Atmosférický CO<sub>2</sub>, tedy bude obsahovat více izotopově těžšího <sup>13</sup>C a tak se CO<sub>2</sub> stane izotopově těžším.

Změny v poměru obsahu izotopů  $\text{CO}_2$  v atmosféře se projevují i v oceánském prostředí. Zvýšené pohřbívání izotopově lehkého  $^{12}\text{C}$  zvýší obsah izotopově těžšího uhlíku  $^{13}\text{C}$  v atmosféře, čehož důsledkem je vysrážení izotopově těžkého  $\text{CaCO}_3$ .

Pro fytoplankton v oceánech a ve vodním prostředí platí stejné principy. V případě, že je pohřbívána izotopově lehká organická hmota, zvýší se koncentrace  $^{13}\text{C}$  v  $\text{CO}_2$  v atmosféře i v oceánech. Tím pádem se na fotosyntéze podílí větší množství izotopově těžšího  $^{13}\text{C}$ . V anoxickém prostředí na dně dochází k akumulaci izotopově těžšího uhlíku v organické hmotě. Náhlá změna v rovnováze izotopů uhlíku směrem k zvýšenému obsahu těžšího indikuje zvýšení pohřbívání izotopově lehkého  $\text{C}_{\text{org}}$ .

Zvýšení pohřbívání odumřelé organické hmoty a tedy i  $\text{CO}_2$  má za následek zvýšení koncentrace kyslíku v atmosféře a opačně.

Změny v izotopickém složení uhlíku v mořských karbonátech ( $\text{C}_{\text{carb}}$ ) poskytují kontinuální záznam o rychlostech pochovávání uhlíku. Takovýto záznam je možno použít pro orientační zjištění koncentrace kyslíku v paleoatmosféře. Posun směrem k těžším hodnotám odráží zvýšení pohřbívání izotopově lehkého  $\text{C}_{\text{org}}$ . Fakt, že organická hmota byla pohřbena a ne rozložena dokazuje zvýšenou koncentraci kyslíku v atmosféře.

Pohřbívání  $\text{C}_{\text{org}}$  nezpůsobuje jenom zvýšení koncentrace kyslíku v atmosféře, ale také snižuje koncentraci oxidu uhličitého, který je pochováván. Zatímco koncentrace kyslíku v atmosféře závisí převážně od rychlosti pohřbívání  $\text{C}_{\text{org}}$ , ostatní faktory striktně podléhají vlivu koncentrace  $\text{CO}_2$  v atmosféře. Obzvláště pak změny koncentrace  $\text{CO}_2$  v atmosféře způsobené chemickými reakcemi, při kterých dochází k rozkladu půd a hornin blízko povrchu.

Takovýmto chemickým cyklem je **zvětrávání**, jedna z částí horninového cyklu. Chemické zvětrávání na zemském povrchu využívá k rozkladu hornin  $\text{CO}_2$  a vody. Kombinace  $\text{CO}_2$  a vody umožňuje vznik kyseliny uhličitě ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), která při styku s vápenci ( $\text{CaCO}_3$ ) a silikáty uvolňuje  $\text{Ca}^{2+}$  a bikarbonát  $\text{HCO}_3^-$ . Uvolněné ionty se tak dostávají do vodních toků a dále do oceánů, kde se vzájemnou kombinací vytváří opět  $\text{CaCO}_3$ . Část  $\text{CaCO}_3$  je v teplých mořích vysrážena anorganickými procesy ve formě schránek živočichů. Nakonec je metamorfózou a rozpuštěním cyklus rozkladu karbonátových sedimentů dokončen, uvolněním  $\text{CO}_2$  do atmosféry. Karbonátové sedimenty se ukládají hlavně na karbonátových platformách anebo v mořském prostředí.

V mořském prostředí se karbonáty ukládají v různých hloubkách ve formě pelagických karbonátů odumřelých schránek organismů. Z takových prostředí se karbonáty dostávají subdukci pod astenosféru. Následně se  $\text{CO}_2$  dostává zpátky do atmosféry vulkanickou činností. Naopak karbonátové platformy jsou mocné vrstvy s nízkou hustotou, u kterých je subdukce nemožná. K uvolňování  $\text{CO}_2$  tedy u nich dochází během metamorfózy a orogeneze.

Více-méně každý karbonátový sediment a hornina na okraji subdukční zóny projde metamorfózou a tím pádem se  $\text{CO}_2$  vrací zpátky do atmosféry. Uvolněný  $\text{CO}_2$  se pak podílí na zvětrávání, kterého produktem je  $\text{HCO}_3^-$ . V oceánech kam se  $\text{HCO}_3^-$  vrací, se srážek a koster organismů vytváří  $\text{CaCO}_3$ . Tímto se globální cyklus uhlíku uzavírá. Pelagické karbonáty v mělkých vodách karbonátových platform zůstávají neodkryty po dlouhá období.

#### 4.1.1 Změny v rychlosti zvětrávání ovlivňující koncentraci $\text{CO}_2$ v atmosféře

Všechny skleníkové plyny (vodní pára,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , freony,  $\text{O}_3$ ) udržují sluneční záření blízko povrchu Země, podobně jako sklo ve skleníku, proto tzv. **skleníkový efekt**. Tento efekt je důsledkem změn koncentrace nejenom  $\text{CO}_2$  v atmosféře a primárním faktorem oteplování a ochlazování zemského klimatu. Zvětrávání Ca a Mg silikátů je primárním procesem snižování koncentrace  $\text{CO}_2$  v atmosféře.

**Tvorba horstev a zvětrávání.** Jedním z faktorů urychlujících proces zvětrávání je nadmořská výška. Příkré svahy hor rychleji podléhají zvětrávání a erozi, protože na ně intenzivněji působí gravitační síla a jejich ledovcová pokrývka (laviny a sesouvání ledovců po svazích hor). Ledovce urychlují chemické zvětrávání sesouváním se po povrchu, a tak odhalují povrchy, které zvětrávají. Při chemickém zvětrávání je velký objem  $\text{CO}_2$  získáván z atmosféry. Jak již bylo zmíněno, při zvětrávání se uvolňuje poměrně velká část  $\text{CO}_2$  spolu s vápníkem a tvoří mořské karbonátové sedimenty. Tyto masy sedimentů zůstávají po mnoho let neporušené, poté, při tvorbě horstev dojde k jejich metamorfóze a zároveň uvolnění nashromážděného  $\text{CO}_2$ .

**Teplota a zvětrávání** jsou na sobě přímo úměrně závislé. Rychlost zvětrávání stoupá se zvyšující se teplotou. Intenzivnější zvětrávání je typičtější pro tropické klima než pro oblasti s chladnějším klimatem. To ukazuje na fakt, že v obdobích kdy bylo na Zemi teplé klima, byla rychlost zvětrávání rychlejší.

**Srážky a zvětrávání.** Voda, která se dostává přes půdu a porézní horniny se významně podílí na chemickém zvětrávání, to jak ve formě spadlých srážek tak i rozpuštěného sněhu. Logicky z toho vyplývá, že v suchých oblastech je zvětrávání pomalejší než v oblastech vlhkých s vysokým úhrnem srážek. Proto jsou suché oblasti rovinatější (nižší rychlost zvětrávání z důvodu nižšího úhrnu srážek) než vlhčí, které podléhají intenzivnějšímu a rychlejšímu zvětrávání.

V geologické historii Země se střídala období, kdy bylo na Zemi více rozšířené vlhké klima než aridní oblasti a naopak. Rychlost zvětrávání tedy byla rychlejší v obdobích rozšířeného vlhkého klimatu.

**Vegetace a zvětrávání.** Účinky vysokých srážek jsou značně posíleny klíčovým biologickým faktorem. Časté srážky umožňují rozšiřujícím se lesům a rostlinám s hlubokými kořeny urychlovat chemické zvětrávání. Díky kořenům se do půdy dostávají kyseliny a látky ze srážek, které způsobují rozklad půdních minerálů. Lesy zadržují vodu v rámci svého lokálního cyklu, kterou přes půdu opakovaně filtrují, tento cyklus vychází z transpirace rostlin. Transpirací vznikají nad zalesněnými oblastmi bouřková mračna, která po spadnutí srážek do lesní půdy lokální cyklus koloběhu vody nad lesem uzavírají. Rychlost zvětrávání je v lesních oblastech sedmkrát vyšší než rychlost zvětrávání v nezalesněných oblastech (STANLEY, 2008).

Čím více je vegetace na povrchu Země, tím je rychlost zvětrávání vyšší a také se rychleji snižuje koncentrace  $\text{CO}_2$  v atmosféře. Je tedy logické, že v dobách hojné vegetační pokrývky Země byla rychlost zvětrávání a snižování koncentrace  $\text{CO}_2$  vyšší, než v dobách malé vegetační pokrývky Země.

**Metan ( $\text{CH}_4$ )** je asi šestkrát účinnějším **skleníkovým plynem** než  $\text{CO}_2$ . Ohřátí Země v některých obdobích vývoje způsobil právě metan. Jeho působení bylo krátké, ale zato velice intenzivní.

Primárním zdrojem atmosférického metanu je metabolismus archaebakterií. Některé z nich existují v trávicích traktech býložravých kopytníků a pomáhají jim trávit potravu. Metan se následně vylučuje z jejich trávicího traktu jako produkt metabolismu nebo jako bioplyn.

Většina metanu je zhruba po jedné dekádě existence v atmosféře oxidována na  $\text{CO}_2$  (STANLEY, 2008). Určitá část metanu však z důvodu absence kyslíku oxidována není. Takovýto neokysličený metan je většinou uložen ve formě ledu – **hydrátu metanu** – kdy

je metan „uvězněn“ v molekule vody. Masy hydrátu metanu představují obrovské zásoby fosilních paliv, které se však nedaří využívat, protože existují pouze ve formě ledu. Metan mrzne za nízkých teplot a vysokých tlaků a v této formě zůstává jenom za nepřítomnosti kyslíku. Na kontinentech se hydráty metanu přirozeně vyskytují jenom v permafrostech v hloubkách, které jsou příliš velké, na to aby došlo k jeho rozpuštění. (STANLEY, 2008).

Mořská ložiska hydrátu metanu se vyskytují na kontinentálních svazích po celém světě. Ložiska leží v hloubkách 400–1000 m pod mořským dnem, kde se teplota mořské vody pohybuje od 13°C do - 4°C. Voda má vysokou tepelnou vodivost a při zvýšení teploty mořské vody dochází v krátkém intervalu (geologického času) k rozpuštění hydrátu metanu, ze kterého se tvoří izotopově lehký uhlík. Důsledkem je zvýšení CO<sub>2</sub> v atmosféře a zintenzivnění oteplení, které způsobuje další globální oteplení. Existují i důkazy, které svědčí o globálním oteplení díky uvolnění hydrátu metanu. Důkazem jsou izotopově lehké organické sedimenty.

Podstatnou část hydrátu metanu tedy produkují archeobakterie, které rozkládají organickou hmotu. Tato hmota je produktem fotosyntézy, využívající izotopově lehčí uhlík <sup>12</sup>C. Následná oxidace metanu vytváří CO<sub>2</sub> s vyšším podílem izotopově lehčího uhlíku <sup>12</sup>C. Izotopově lehčí uhlík se podílí na fotosyntéze sinic, řas nebo rostlin, čímž se i odumřelá organická hmota a z ní vzniklé sedimenty stávají izotopově lehčí.

Na izotopové křivce uhlíku se tyto období projevují jako posun k **záporným hodnotám**.

Naopak, když se bude koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře snižovat, tak bude dopad skleníkového efektu slábnout a teplota klesat. S klesající teplotou klesá i rychlost zvětrávání a také rychlost snižování koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře, který je při zvětrávání využíván. Výsledkem je prudký pokles CO<sub>2</sub> v atmosféře. Čím je rychlost zvětrávání nižší tím je i rychlost snižování koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře nižší, tento proces trvá do doby, než jsou oba faktory v rovnováze.

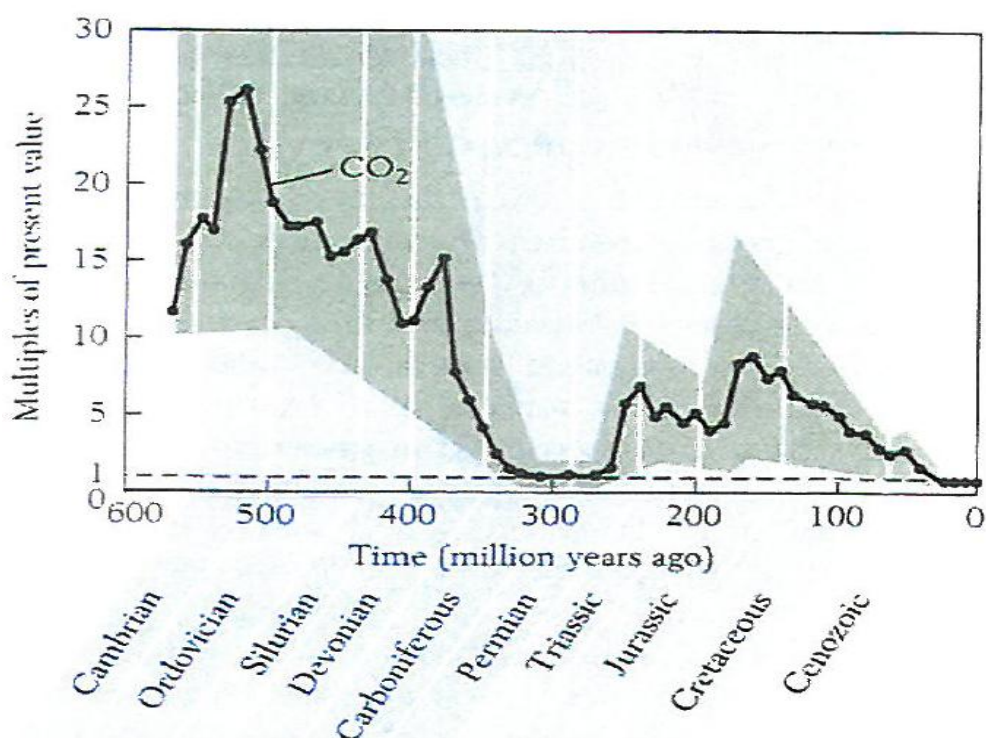
Důsledkem výrazného oteplení zemského klimatu není jenom zvýšení rychlosti zvětrávání, ale i zvýšení četnosti srážek. Tím pádem dochází ke zvýšenému odnosu půd a hornin z povrchů kontinentů do vod oceánů a moří, což také zvyšuje rychlost zvětrávání a snižuje koncentraci CO<sub>2</sub> v atmosféře. Se zvyšující se četností srážek a CO<sub>2</sub> v atmosféře dochází k rozšíření zalesnění, čímž se opět zvyšuje rychlost zvětrávání. Všechny zmíněné faktory zapříčiňují snižování koncentraci CO<sub>2</sub> v atmosféře (fotosyntéza, zvětrávání). Výsledkem je snížení koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře a snížení dopadu skleníkového efektu.

#### 4.1.2 Změny koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře během období křídý

Všechny vyjmenované faktory slouží k vytvoření modelu koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře během fanerozoika (obrázek 36). V mezozoiku koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře, v porovnání se zvýšením koncentrace CO<sub>2</sub> v paleozoiku, stoupá jenom mírně. Tento mírný vzestup koncentrace byl zapříčiněn dvěma faktory:

- malá rozloha horstev**, která snižovala rychlost zvětrávání a tím i využívání resp. snižování koncentrace atmosférického CO<sub>2</sub>;
- zvýšená rychlost pohřbívání** CaCO<sub>3</sub> v pelagických oceánech, který je uložen v subdukčních zónách → při jeho rozkladu dochází k uvolnění CO<sub>2</sub>.

V mezozoiku dochází k nejvyššímu nárůstu koncentrace CO<sub>2</sub> mezi periodami jura a křída.



Obrázek 36. Graf vyplývající z počítačového modelu odhadu koncentrace CO<sub>2</sub> v paleoatmosféře fanerozoika. Hodnota 1 odpovídá dnešní hodnotě koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře (přebráno ze Stanley, 2008).

#### 4.2 Vliv izotopů kyslíku na klima a vodní cyklus

Rozdíly v chování izotopů kyslíku pohybujících se v cyklech Země poskytují informace ohledně paleoklimatu, velikosti zaledněného území a salinity paleooceánů.



#### 4.2.1 Teplota vs. poměr izotopu kyslíku ve schránkách živočichů

Tak jak je při fotosyntéze více využíván lehčí izotop  $^{12}\text{C}$ , tak je organizmy při tvorbě schránek z uhličitanu vápenatého ( $\text{CaCO}_3$ ) využíván izotop  $^{18}\text{O}$  a  $^{16}\text{O}$  v poměru, který se liší od poměru, který je v prostředí. Navíc je tento poměr (v kostrách organismů) ovlivněn teplotou. Za nízkých teplot využívají organizmy více těžšího izotopu  $^{18}\text{O}$ . Ionty obsahující těžší izotopy  $^{18}\text{O}$  jsou pomalejší než lehké ionty obsahující lehčí izotopy  $^{16}\text{O}$  (rychleji reagují s ostatními ionty). Díky této vlastnosti těžších a lehčích iontů, můžeme dle velikosti obsahu těžšího izotopu  $^{18}\text{O}$  v kostrách organismů odhadnout orientační hodnotu teploty moře a klimatu v daném období.

Fosiliferní záznam planktonických foraminifer sahá jenom do křídý. Zkameněliny těchto organismů jsou však celosvětově používány k posouzení teplot paleooceánů od křídý až po kenozoikum. K jejich užitečnosti v tomto směru přispívá jejich široké rozšíření v otevřených oceánech a hlubokomořských sedimentech. Určení paleoteploty pomocí rozboru izotopu kyslíku může být provedeno i na vzorku/fosilii starší než je křídové období, pak je zde ale riziko, že původní pohřbený materiál byl přeměněn, rekrystalizován, výměnou kyslíku za jiný s jiným izotopovým poměrem. Proto musí být organický materiál nejdříve pozorován pod mikroskopem, kde se buď rekrystalizace vyloučí, nebo potvrdí a poté podroben izotopové analýze kyslíku

#### 4.2.2 Izotopy kyslíku a salinita vod

Na rekonstrukci teplot pomocí poměru izotopů kyslíku má vliv jeden hlavní faktor, a to fakt, že poměr izotopů kyslíku se v mořích a oceánech mění nejenom v čase, ale i v prostoru.

Hlavním faktorem je **vypařování** povrchových vod oceánů. Molekuly  $\text{H}_2\text{O}$  obsahující lehčí izotop kyslíku  $^{16}\text{O}$  se vypařují snadněji než molekuly obsahující těžší izotop  $^{18}\text{O}$ . Vzhledem k rozdílným rychlostem vypařování je jasné, že hypersalinní vody jsou izotopově lehčí než vody brakické.

Výsledkem je zvýšená koncentrace izotopově těžší vody v oceánech a izotopově lehčí atmosférické vlhkosti. Jakmile se tato atmosférická vlhkost dostane v podobě srážek zpátky na zemský povrch a je řekami vrácena do moří a oceánů, tak se pobřežní vody stávají izotopově lehčími než vody dále od pobřeží.

Změny poměrů izotopů kyslíku spolu se salinitou vod snižují přesnost odhadu paleoteplot pomocí izotopických poměrů kyslíku.

#### 4.2.3 Zásobárny $^{16}\text{O}$ v ledovcích

Vzhledem k tomu, že atmosférická vlhkost je izotopově lehká tak i ledovce, které vznikají ze sněhových srážek, jsou izotopově lehké. Zvětšování a zmenšování obrovských ledovců tedy logicky ovlivňuje izotopický poměr oceánských vod. Ledovce pojmají velký objem vody, která se účastní vodního cyklu.

V průběhu vývoje Země byla díky existenci velkých ledovců snížena hladina oceánů o přibližně 100 m. Díky nim byly vody oceánů výrazně obohaceny izotop  $^{18}\text{O}$  a relativně velký objem  $^{16}\text{O}$  byl obsažen v materiálech tvořících ledovce. V obdobích zmenšování se ledovců se poměr koncentrace izotopů měnil, zvýšila se tedy koncentrace  $^{16}\text{O}$  a snížila koncentrace  $^{18}\text{O}$ .

Změny salinity a velikosti ledovců představují další problém v odhadu paleoteploty oceánů. Nicméně kombinace velikosti sněhové pokrývky a teploty nám dává poměrně přesný obraz o čase, kdy se ledovce rozšiřovaly a kdy se zmenšovaly. V dobách, kdy se ledovce rozšiřovaly a foraminifery produkovaly izotopově těžší schránky, byla voda v oceánech obohacena  $^{18}\text{O}$  a  $^{16}\text{O}$  byl ve vodě, která tvořila ledovce. Organismy žijící v studených vodách tedy přednostně využívaly těžší izotop. Logicky tedy v dobách zmenšování ledovců, teplota a rozloha ledovců přispěla ke snížení poměru  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ .

## 5 Eventy a jejich stratigrafické zařazení

Principiálně můžeme za event považovat každou změnu, která se odehrála při vzniku sedimentu. Při uvažování eventu v geologii se termínu užívá pro označení krátkodobého a výjimečného eventu (WALISER, 1995), který se projevuje jako změna facie následkem měnící se bioprodukce, anebo změny rychlosti a zdroje sedimentace. Základem identifikace eventu v sedimentárním záznamu je nikoliv příčina, ale jeho odlišení. V případě, že se eventy objeví a projeví synchronně v různých částech světa, označují se jako globální eventy. Když se objeví jenom na jisté části území, hovoříme o lokálních eventech. Identifikace eventu závisí od délky trvání a od možnosti jeho identifikace v sedimentu. Většinou je délka eventu shodná s délkou trvání jedné biostratigrafické jednotky, tj. období několik statisíc let, nebo jenom desetitisíc let (LINTNEROVÁ, 2001).

Globální eventy je možno v podstatě rozdělit do dvou skupin (převzato z LINTNEROVÁ, 2001):

- a) **Geologické eventy** též **geoeventy** - změny v sedimentaci, vulkanické aktivitě, tektonice, geochemii, ve výšce hladiny moře a v neposlední řadě i impakty s vesmírnými tělesy.
- b) **Biologické eventy** neboli **bioeventy** - jsou výsledkem inovace, rozšíření a diverzifikace anebo vyhynutí určité skupiny organismů, nebo celého ekosystému.

Oba druhy eventů, jsou sice projevy procesů různého druhu a trvání, nicméně spolu mohou úzce souviset a podmiňovat se. Globální geoevent může mít za následek globální bioevent, např. úplné vyhynutí určité skupiny organismů v důsledku impaktu vesmírného tělesa. Geoevent způsobil bioevent určité skupiny organismů, a to globálně. Tyto katastrofické dopady jsou snadno, nebo špatně identifikovatelné, nicméně je možno dle nich určit bioeventy, které pak určují hranice jednotlivých období. Příkladem takového vymezení jsou eventy na hranici devon/karbon anebo křída/terciér.

Z hlediska současného trendu výzkumu je potřebné nejen je rozlišit, ale také charakterizovat příčiny změn v prostředí. Mnoho procesů na Zemi je ovlivňovaných konvekcí pláště, deskovou tektonikou (roztahování oceánů, subdukce, orogeneze), plutonizmem, vulkanizmem, teplotním tokem apod. Oceánografické a klimatické změny jsou součástí tohoto komplexního geosystému. Biosféra je ovlivňována fyzickým stavem Země, rozhodující je ponejvíce poloha a geomorfologie kontinentů. Je potřeba zohlednit

i vlivy planetárních, anebo galaktických faktorů. Předpokládá se, že hlavní fanerozoické megacykly pravděpodobně též souvisí s vývojem solárního systému (MORROW et al., 1995).

## 5.1 Globální izotopové eventy

Změny v izotopovém záznamu O a C ve vápencích, anebo všeobecně v mořských sedimentech, se interpretují jako změny v sedimentárním cyklu, časové změny složení mořské vody anebo atmosféry, oxidačně redukčních, klimatických a erozních podmínek a cirkulací oceánů (SCHOLLE & ARTHUR, 1980; ARTHUR et al., 1988; WEISSERT, 1989; WEISSERT & LINI, 1991; HOLSER et al., 1995; SALTZMAN et al., 2000).

Koncept anoxických oceánských eventů poprvé vypracoval v roce 1976 S. SCHLANGER a H. JENKINS, kdy využily výsledky z vrtného průzkumu v Tichém oceánu. HOLSER et al. v roce 1995 vypracovali seznam izotopových eventů nejčastěji používaných izotopů – C, O, S a Sr. Během fanerozoika uvádějí více než 60 izotopových eventů přičemž více než polovina patří  $\delta^{13}\text{C}$  jevům. Na základní porovnávání podmínek a procesů, nebo zjištění eventu, použili dlouhodobou časovou křivku izotopového složení. Náhlé změny v dlouhodobém trendu izotopových hodnot potvrzují existenci krátkodobých změn, jako jsou např. kosmický impakt, vulkanické erupce, zvraty ve vývoji oceánů nebo masové vymírání organismů apod. Každý event je možno zařadit do chronostratigrafické stupnice na základě biostratigrafických nebo litostratigrafických korelací. Izotopové eventy se opisují jako pozitivní (nárůst), nebo negativní (pokles) hodnota v porovnání s nulou, anebo dlouhodobým trendem hodnot. Tyto změny v izotopovém složení odráží porušení původní izotopové rovnováhy a dosažení nové rovnováhy.

## 5.2 Anoxické eventy v křídě

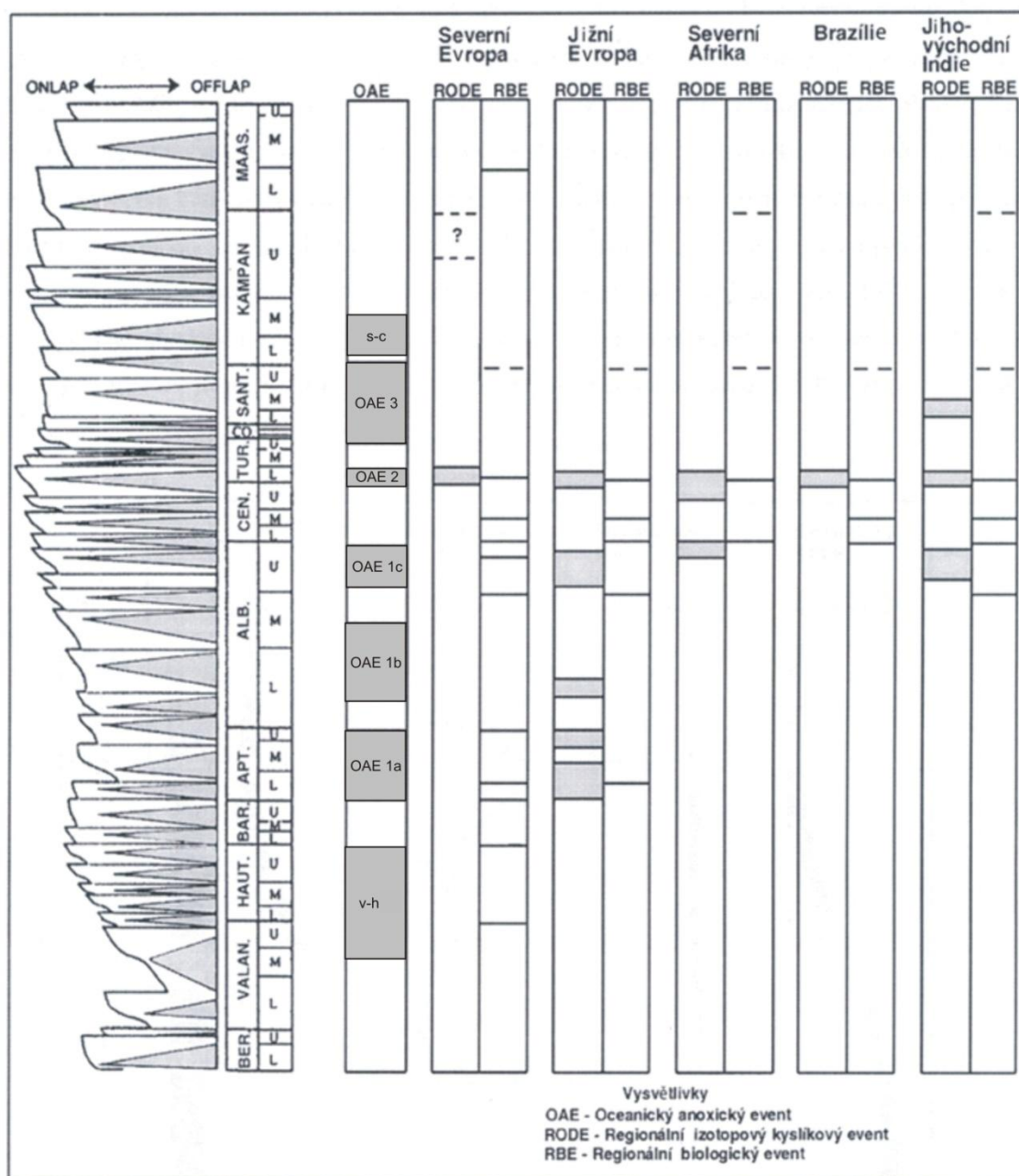
V rámci křídý je v dnešní době rozlišováno deset globálních anoxických eventů (tabulka 4, obrázek 37). Jedny z nejlépe popsanych a dokumentovaných jsou Selli event (neboli OAE1) a Bonarelli event (OAE2).

Tabulka 4. Přehled OAE v křídě, (délka trvání eventů dle MAYERS et al. (2006)<sup>1</sup>, JARVIS et al., (2006)<sup>2</sup>, Lini et al. (1992)<sup>3</sup>.

Event	Název	Čas	Trvání
bez názvu <sup>2</sup> (s-c)	(žádný)	santon–campan	84,8–80 Ma (~4,8 My)
OAE3 <sup>1</sup>	(žádný)	coniac–santon	87,3–84,6 Ma (~2,7 My)
OAE2 <sup>1</sup>	Bonarelli event	hranice cenoman/turon	93,8–93,5 Ma (~300 ky)
OAE1d <sup>1</sup>	Breistroffer event	svrchní alb	100,6–100,2 Ma (~400 ky)
OAE1c <sup>1</sup>	Toolebuc event	svrchní alb	103,7–103,4 Ma (~300 ky)
OAE1b <sup>1</sup>	Urbino event	spodní alb	110,9–110,6 Ma (~300 ky)
série subeventů	Paquier event	spodní alb	112,0–111,6 Ma (~400 ky)
	Jacob event	svrchní apt	113,6–113,2 Ma (~400 ky)
OAE1a <sup>1</sup>	Selli event	spodní apt	124,2–123,4 Ma (~800 ky)
bez názvu <sup>3</sup> (v-h)	(žádný)	valangin–hauteriv	140,2–136,4 Ma (~3,8 My)

V tabulce 4 jsou uvedeny oceánské anoxické eventy, jak je popisuje MAYERS et al. (2006) a doplněny o event na hranicích santon/campan (JARVIS et al., 2006) a valangin–hauteriv (LINI et al., 1992), ale také novější práce např. GRÖCKE et al. (2005), AGUIRRE-URRETA et al. (2008).

Na obrázku 37 jsou graficky znázorněny globální oceánské anoxické eventy, tak jak jsou uvedeny v tabulce 4. Označení eventů je na obrázku 37 a tabulce 4 stejné, event označený jako v-h-b je event na hranicích valanginu–hauterivu a barremu (LINI et al., 1992). Event označen jako s-c je event na hranicích santonu s campanem (JARVIS et al., 2006).



Obrázek 37. Vztah mezi křídovými oceánskými anoxickými eventy (OAE), indikovanými zvýšenými C izotopovými hodnotami, regionálními biologickými (RBE) a regionálními kyslíkovými eventy (RODE) v jednotlivých částech světa (KAUFFMAN & HART, 1995, doplněno). Legenda: s-c - santon/campan event, v-b-h - valangin–hauteriv event

### 5.2.1 Spodní křída

V roce 1992 LINI et al. publikovali první křídový greenhousev event ve svrchním valanginu v jižních Alpách v severní Itálii. **Valanginská** pozitivní výchylka v uhlíkovém izotopovém záznamu je zaznamenána v mořských karbonátech a byla postulována jako reprezentant začátku greenhousevého charakteru podnebí na Zemi v období křídý.

Pozitivní výchylka na izotopové křivce uhlíku klesla na nižší hodnoty ve svrchním hauterivu s fluktuací hodnot mezi 1,5–2 ‰. Pozitivní výchylka je korelovatelná s pozitivní výchylkou na křivce TOC. Celkově je svrchně valanginská odchylka na C izotopových křivkách spojována s globálním oteplením a vulkanizmem. LINI et al. (1992) sice popsal pozitivní výchylku na uhlíkové křivce jako začátek globálního oteplení na Zemi ve spodní křídě, v poslední době však existují i jiné studie odporující jeho postulaci globálního oteplení, např. ERBA et al. (2004), AGUIRRE-URRETA et al. (2008) a jiní. Porovnáním křivky  $\delta^{13}\text{C}$  s měřením teplot,  $\delta^{18}\text{O}$ , distribucí boreální a tethydní flóry a fauny, glendonitovými hlízkami poskytuje dostatek důkazů o chladných klimatických podmínkách pro větší část valanginu a část hauterivu, což odporuje pracím LINI et al. (1992). ERBA et al. (2004) a AGUIRRE-URRETA et al. (2008) nenašli žádné paleontologické nebo  $\delta^{18}\text{O}$  důkazy svědčící o globálním oteplování před valanginským anoxickým eventem, a dle těchto autorů, záznamy nanofosilií a distribuce izotopů kyslíku odpovídající chladnému období.

CHANNELL et al., (1993) spojil tuto odchylku s růstem  $p\text{CO}_2$ , způsobenou vulkanizmem, konkrétně s výlevy kontinentálních bazaltů do pánve **Paraná** v Brazílii a **Etendeka** v Africe (jz. Angola až sz. část Namíbie). Časová shodnost a původ jsou sice sporné (AGUIRRE-URRETA et al., 2008), ale ERBA & TREMOLADA (2004) a ERBA et al. (2004) došli k závěru, že tyto erupce jsou nejvhodnějšími vysvětlením pro  $\delta^{13}\text{C}$  odchylku. Obě práce spolu s prací GRÖCKE et al. (2005) přepokládají, že důsledkem takovýchto erupcí je zvýšení fertility povrchových vod vedoucích k lokálnímu ukládání černých břidlic, pronikání mořské fauny a flóry do nových oblastí a zvyšování globálního zvětrávání. Kontinentální bazalty pánve Paraná-Etendeka byly stratigraficky přiřazeny valanginu s rozmezím  $140,2 \pm 3,0$  až  $136,4 \pm 2,0$  Ma (AGUIRRE-URRETA et al., 2008) což vylučuje jejich spojitost se středně-valanginskou odchylkou, důvodem může být použití jiné časové vymezení hranic období. Tuto teorii potvrzuje ve své práci i GRÖCKE et al. (2005), ale zkoumanému anoxickému eventu přiřazuje období svrchního valanginu.

Globálnost **valanginského anoxického eventu** dokazuje možnost korelace pozitivní výchylky s křivkami karbonátového uhlíku v severním Atlantiku, Mexickém zálivu a v centrálním Pacifiku.

Další výskyt černých břidlic bohatých organikou je zaznamenán v mořských sedimentech nejvyššího **barremu** a **aptu**. Svědčí o reakci prostředí na krátkodobé i dlouhodobé změny

v oceánském klimatickém systému. Tyto jsou zachovány jako „vločky“ černých břidlic ve spodně-křídových pelagických vápencích podél evropského kontinentálního šelfu (MICHALÍK et al., 2008) a v dalších sedimentech Thetys (IMMENHAUSER & SCOTT, 1999). Tato náhlá změna v sedimentaci byla definována jako „**Livello Selli**“ neboli OAE1a v centrální Itálii (na řece Chienti u města Terni) (MICHALÍK et al., 2008). Od té doby byla studována jako samotný event, ale byly i hledány jeho ekvivalenty po celém světě. Začátek **OAE1a** se datuje do spodního aptu (~123,4 Ma), kdy dochází k výraznému pozitivnímu posunu hodnot křivky  $\delta^{13}\text{C}$  v dlouhodobém trendu vývoje hodnot.

Předpokládanou příčinou vzniku **OAE1a** byla zvýšená vulkanická aktivita a posun kontinentů, které jsou charakteristické pro období spodní křídý (např. CHLUPÁČ et al., 2002). Zvýšením vulkanické aktivity se zvýšila koncentrace  $\text{CO}_2$  v atmosféře, která měla za následek zvýšenou rychlost zvětrávání (MICHALÍK et al., 2008) a zvýšení produktivity a rychlosti ukládání organického uhlíku (LECKIE et al., 2002).

Jedním z dalších intervalů vrstev černých břidlic je **svrchní apt až spodní alb - OAE1b** (~113,2 – 110,6 Ma). Rozšíření souvrství černých břidlic **OAE1b** (svrchní část foraminiferových biozón *Ticinella bejaouapensis* a *Hedbergella planispira*) jsou povětšinou omezeny na Mexiko a severní část Atlantiku a Středomoří (západní Tethys) (LECKIE et al., 2002). Tento interval se pojí s ochlazením a ústupem mořské hladiny v nejsvrchnějším aptu a následným vzestupem hladiny během spodního albu (LECKIE et al. 2002).

**OAE1c** ve spodní části svrchního albu (foraminiferová biozóna *Biticinella breggiensis*) byl identifikován ve střední Itálii, západní části USA a Austrálii („Toolebuc“) a je spojený s akumulací terigenní organické hmoty (LECKIE et al. 2002).

**OAE1d**, svrchní alb - foraminiferová biozóna *Rotalipora appenninica*, je na druhé straně dobře dochovaný event v široké oblasti Tethys v černých břidlicích se sporadickou přítomností v pánvích Jižního Atlantiku, jižního Indického oceánu a východního Pacifiku. Je spojen se sedimentací mořské organické hmoty (LECKIE et al., 2002).

### 5.2.2 Svrchní křída

Období **svrchní křídý** bylo jedno z nejteplejších období fanerozoika, které trvalo až do středního spodního eocénu, přibližně 105 Ma až 55 Ma. Průměrná teplota na Zemi byla kolem 6°C, tedy vyšší než dnes (FRANKES et al., 1992), přičemž v polárních regionech se



nevyskytovala permanentní sněhová pokrývka. Toto teplé období provázela i vysoká hladina moře a oblasti s mělkým mořem se nacházely v pásmech mírného podnebí se zvýšenou evapotranspirací (FRAKES et al., 1992). Během albu až maastrichtu bylo definováno 6 velkých transgresí (SCHLANGER, 1986) a regresí s periodicitou  $5,5 \pm 1$  m.y.: spodně albská (100–95 Ma), cenoman/turon (95–90 Ma), coniac (90–87 Ma), santon–spodní campan (87–80 Ma), spodní campan (80–73 Ma) a spodní maastricht (73–97 Ma). Změna hladiny moře je dobře sledovatelná v celosvětovém měřítku. Tyto změny jsou dobře korelovatelné s oceánskými anoxickými eventy (obrázek 38, spodní alb-OAE1b, cenoman/turon-OAE2).

Ve svrchní křídě se vyskytují dvě hlavní období, kdy se ukládaly černé břidlice: krátký, ale celosvětově rozšířený event na hranici **cenoman/turon** (95–90 Ma) a hlavní období ukládání černých břidlic na hranicích **santon/campan** (87–80 Ma) (JARVIS et al., 2006).

Pozitivní výchylka  $\delta^{13}\text{C}$  nacházející se na hranici **cenomanu s turonem** je jedním z nejrozsáhlejších a nejlépe dokumentovaných uhlík-izotopových eventů v geologickém záznamu (SCHOLLE & ARTHUR, 1980; JARVIS et al., 2006). Tento event je konvenčně spojován se zvětšenou mocností pohřbené mořské organické hmoty, částečně v Atlantiku, ale také v ostatních oceánských pánvích (JARVIS et al., 2006). Uvedený fenomén je dobře znám jako **Cenomanian/Turonian Boundary Event (CTBE)**, anebo jako **Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2)**, ARTHUR, et al., 1990) či jako **Bonarelli event** (tabulka 8).

Pro chemostratigrafické a biostratigrafické mezinárodní reference se v poslední době začíná ponejvíce užívat křídových sedimentů z oblasti Eastbourne Gun Gardens v Západním Sussexu. V této oblasti je hranice cenoman/turon reprezentován nejmocnějším sledem sedimentů křídové facie v severozápadní Evropě (JARVIS et al., 2006). Uvedená křídová facie tedy poskytuje i nejdetailnější izotopický záznam **OAE2**.

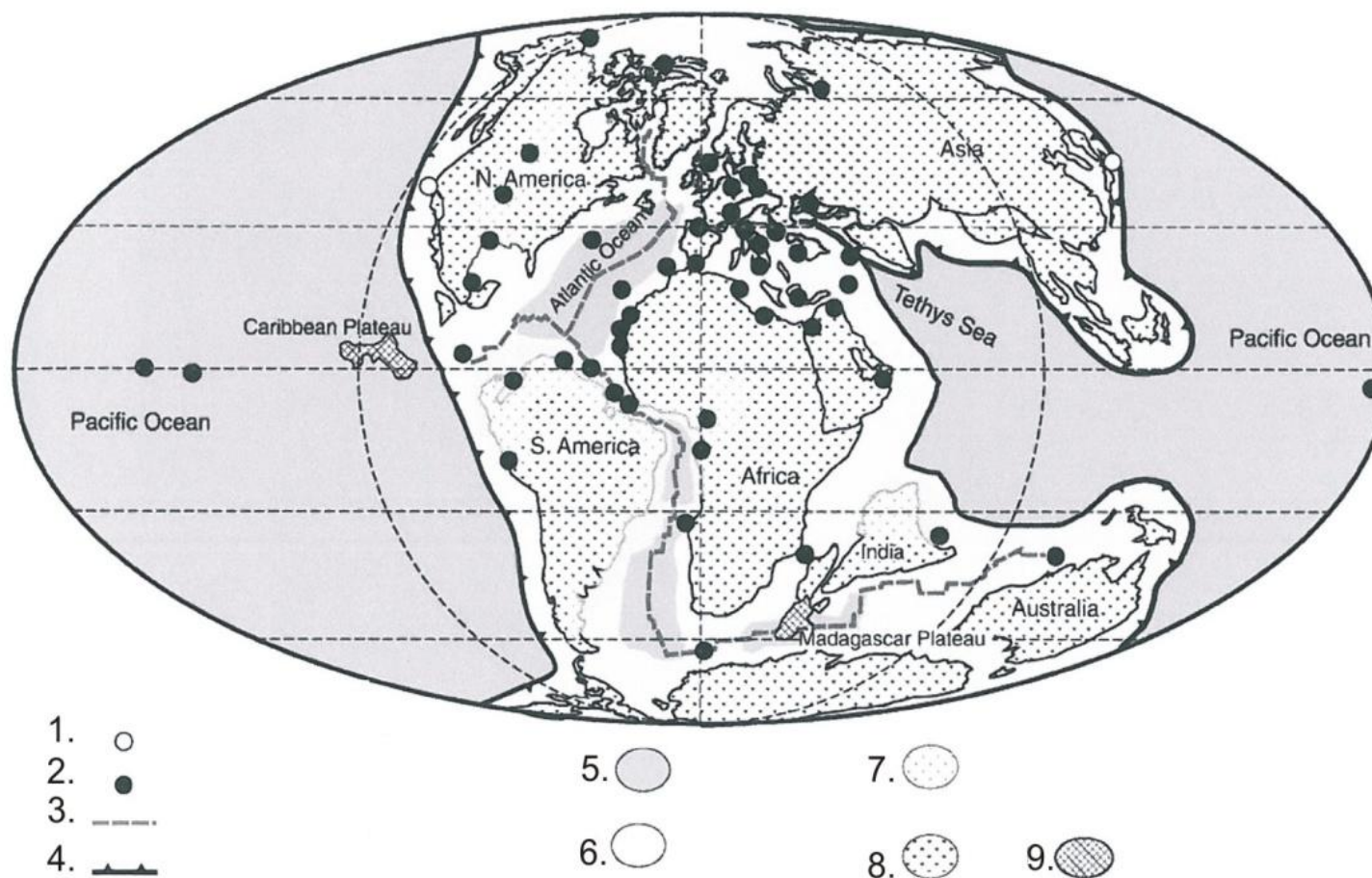
Mnohé studie ukazují, že spouštěčem **OAE2** byla zvýšená koncentrace železa zapříčiněná zvýšeným vulkanizmem (LECKIE et al., 2002). Alternativně mohl být spouštěčem přítok teplých slaných středně hlubokých vod v důsledku svrchně cenomanské až spodně turonské transgrese. Ten vytvořil příznivé podmínky pro vertikální výměnu živin, zvýšenou produktivitu a akumulaci organického materiálu. Důkazem jsou studie hovořící o náhlém zvýšení teploty mořské vody (LECKIE et al., 2002). Dle LECKIE et al. (2002) vznik teplých hlubokomořských vod v oblastech rozpínajících se epikontinentálních mořích během **OAE2** řídil upwelling. Navíc, náhlá změna v cirkulaci atlantických

hlubokomořských vod zapříčiněná porušením hlubokomořských prahů rozdělujících severo- a jiho-atlantické oceánské desky (LECKIE et al., 2002) mohla usnadnit dotaci živin do eufotické zóny ventilací hlubokomořských vod severního Atlantiku a přilehlých okrajů Tethys (obrázek 38).

Období **coniacu** (89,3–85,8 Ma) bylo z hlediska uhlíkových eventů zpracováno jenom v malé míře. Začátek středního coniacu se pojí s **OAE3**, který byl definován poprvé v Atlantickém Oceánu, v poměrně mocných vrstvách černých břidlic. **OAE3** trval do středního santonu tedy cca od 87,3 do 84,6 Ma, je to nejdelší anoxický event v křídě (MAYERS et al. 2006).

Pro evropskou část byl event nejlépe definován a prozkoumán ve východním Kentu, kde event popsal LAMOLDA & PAUL (2007). Uhlíková křivka v období coniac/santon dosahuje mírně negativních hodnot. Fluktuace hodnot na křivkách může mít souvislost s transgresí a regresí hladiny oceánu a také střídáním klimatických podmínek. Výchylka na křivce uhlíku či kyslíku není tak markantní jak u cenomasko/turonského eventu. Je proto otázkou jestli je **OAE3** ohraničen svrchním coniacem nebo je jej možno rozdělit jako **OAE1** na vícero subeventů.

Jak uvádí JARVIS et al. (2006) jsou **hranice santonu s campanem** charakteristické posunem hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  o cca +0,3 ‰, a s maximálními hodnotami nad 2,9 ‰. JARVIS et al. (2006) popsali santonsko-campanský event na lokalitách Velké Británie, kde se projevuje povětšinou v různých křídových sedimentech.



Obrázek 38. Distribuce černých břidlic, organikou bohatých sedimentů a Large Igneous Provinces (LIPs) na hranicích cenoman/turon (převzato z TAKASHIMA et al., 2009). Vysvětlivky: 1. nárůst TOC v sedimentech; 2. sedimenty černých břidlic anebo organikou bohatých sedimentů; 3. středooceánské hřbety; 4. subdukční zóny; 5. hluboký oceán; 6. mělký oceán; 7. epikontinentální moře; 8. pevnina; 9. LIPs.

## 6 Metodika zpracování vzorků

Základem pozorování změn v sedimentech je zjištění obsahu TOC,  $C_{org}$  a porovnání s mikroskopickým pozorováním této hmoty, zda se jedná o primární produktivitu mořské vody anebo redepozici z kontinentu. Na profilech s vápnitými sedimenty (slínovce a vápnité jílovce) byly zjišťovány obsahy  $C_{carb}$  a O.

Vzorky jsem připravovala pro:

- a) měření TOC;
- b) měření poměru izotopů organického uhlíku v tuhé látce;
- c) měření izotopů uhlíku a kyslíku v karbonátech;
- d) kvantitativní analýzu organické hmoty (palynofacie).

Podle navrhovaného postupu bylo ze vzorků odebráno 10–15 g materiálu u nevápnitých hornin a 20–25 g u vápnitých, které byly podrceny na zrnitost 2 mm. Do tohoto bodu byla příprava vzorků pro všechny měření a analýzu stejná. Následující kroky přípravy vzorků však byly závislé od vlastního měření, protože každé měření má na zpracování a přípravu vzorků vlastní požadavky.

### 6.1 Měření obsahu organického uhlíku (TOC)

Z rozdrčené horniny se odebere cca 0,5 g rozetřeného materiálu. Kousky s diagenetickými kalcitovými žilami se odstraní pod binokulárním mikroskopem a dále se homogenizují v achátové misce.

Anorganický uhlík byl ze sedimentů odstraněn reakcí s 10% HCl. Před samotným měřením byly vzorky vysušeny při 110°C a postupně spalovány při teplotě 50–1000°C v proudu kyslíku. Potom následovalo vlastní měření. Měření bylo provedeno na přístroji EuroEA 3000 (Eurovector Elemental Analyzer) na Institutu geologického inženýrství VŠB-TU Ostrava.

Pro přístroj je vypracovaná směrodajná odchylka, kdy správnost měření je kontrolována světovými standardy a porovnávacími vzorky pro jednotlivé rozsahy měření.

## 6.2 Měření organického uhlíku v tuhé látce

Izotopické složení organického uhlíku v sedimentech bylo měřeno v laboratořích České geologické služby v Praze skupinou Ing. Buzka, konkrétně Mgr. I. Jačkovou. Hodnoty uvedené v této práci jsou přepočteny k standardu PDB.

Nejprve se ze sedimentu odstraní karbonátový uhlík reakcí s 10% HCl za horka. Posléze se vzorek měřeného organického materiálu zabalí do cínového kelímku (tin capsule). Navážka závisí na obsahu uhlíku (cca 0,0 x mg uhlíku).

Takto připravený vzorek je spálením v analyzátoru (Fisons 1108 Elemental analyzer) převeden na CO<sub>2</sub>, který jde přímo do hmotnostního spektrometru (Finnigen MAT 251), kde je změřeno jeho izotopické složení.

Výsledky jsou přepočtené oproti mezinárodnímu standardu PDB. Jako interní laboratorní standard se v ČGS používá NBS 22. Hodnoty se udávají s chybou měření  $\pm 0,15 \text{ ‰}$ .

## 6.3 Měření izotopu uhlíku a kyslíku v karbonátech

Izotopické složení uhlíku a kyslíku v karbonátech bylo měřeno v laboratořích České geologické služby v Praze skupinou Ing. Buzka, laborantkou Mgr. I. Jačkovou. Hodnoty uvedené v této práci jsou přepočteny k standardu PDB.

Stanovení izotopového složení uhlíku a kyslíku ve vzorcích kalcitu bylo provedeno rozkladem v 100% kyselině fosforečné ve vakuu, při 25°C, podle MC CREA (1950). Složení izotopů uhlíku a kyslíku v uvolněném CO<sub>2</sub> bylo změřeno na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251. Celková chyba stanovení izotopového složení je  $\pm 0,1 \text{ ‰}$ .

Izotopové složení uhlíku je vztaženo k mezinárodnímu standardu PDB. Hodnoty izotopového složení kyslíku vztažené ke standardu SMOW jsou určeny z měřených hodnot proti standardu PDB přepočtem.

## 6.4 Kvantitativní analýza organického materiálu

Pro kvantitativní analýzu organického materiálu bylo potřeba horninu rozpustit v koncentrované HCl. Horniny dle toho jestli byly vápnité či nevápnité byly rozpouštěny v jiném množství stejně koncentrované HCl. Vápnité horniny byly rozpouštěny v 200–250 ml HCl a nevápnité horniny v 100–150 ml HCl. V případě vápnitých hornin, kdy dochází k bouřlivé reakci kalcitu a HCl je

vhodné do roztoku přidat několik kapek alkoholu. V tomto případě byl použit technický líh. Po ponechání vzorků v HCl po dobu 24 hodin, byla do roztoku přidána další voda, z důvodu snížení koncentrace poměru HCl:H<sub>2</sub>O. Po usazení nerozpustného zbytku horniny na dno nádoby byl roztok slit (tento proces je lépe zopakovat) a přidána kyselina fluorovodíková. Nerozpustný zbytek byl přesítován na polyetylenovém sítu velikostí ok 15 µm a promýván destilovanou vodou. Během sítování byly vzorky vloženy do ultrazvuku, kvůli úplnému rozrušení neorganických součástí vzorku. Po této proceduře byla organická část vzorku promyta destilovanou vodou a pomocí pipetovací trubičky přenesena na laboratorní sklíčko.

Vzorek byl překryt glycerin-želatinou, která sloužila jako konzervant pozorovaných organických zbytků. Vzorek nanesený na glycerin-želatinu byl zahřán nad kahanem, z důvodu rozpuštění glycerin-želatiny. Krycí sklíčko bylo také nahřáno nad kahanem a posléze umístěno na laboratorní sklíčko na místo kde byl vzorek zakonzervovaný glycerin-želatinou. Takto vytvořený preparát byl ponechán po dobu cca 24 hodin na vzduchu, z důvodu vysušení a ztuhnutí glycerin-želatiny. V případě, že hornina nebyla dostatečně rozpuštěna, nebo preparát nenesl reprezentativní množství organických zbytků, bylo nutné tento postup opakovat.

Vzorky byly pozorovány optickým mikroskopem Olympus BX40. Kvantitativní analýza organického materiálu probíhala na Institutu geologického inženýrství VŠB-TU Ostrava.

Pro označení úplného obsahu organického materiálu palynologických preparátů se používá termín „palynofacie“, kam se kromě určitelných fosilií s organickou stěnou rovněž zahrnují všechny organické částice (organické facie). Při kvantitativní analýze se v pozorovaných vzorcích objevuje několik skupin palynofacií. Jejich četnost a složení může poskytnout relevantní informace o paleoprostředí a paleoklimatu.

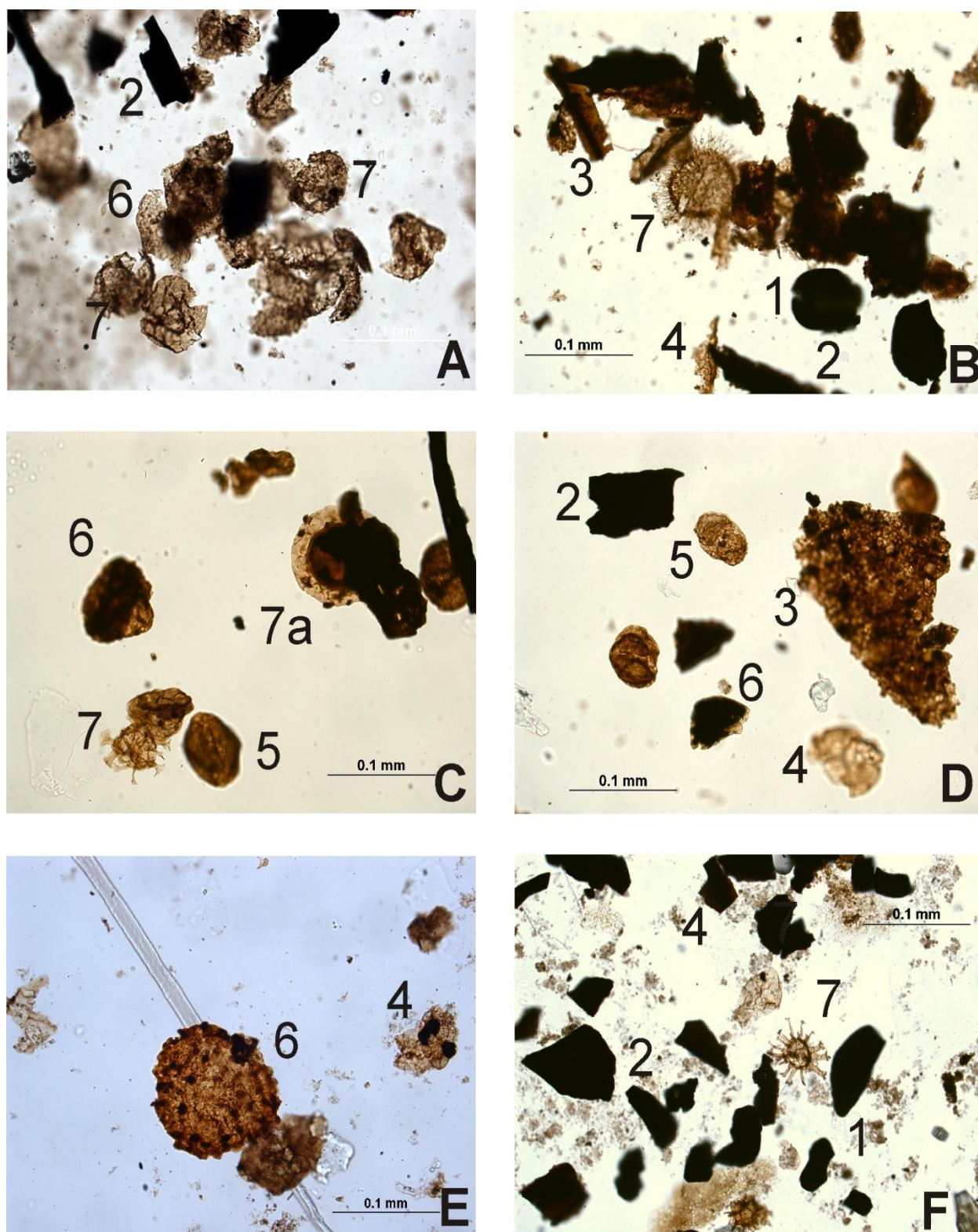
V rámci zpracovaných vzorků jsem rozlišovala organický materiál rozdělený do osmi skupin (obrázek 39): černé zakulacené částice, černé prodloužené částice, hnědé částice, žluté kutikuly (které budou popsány společně, jelikož reprezentují stejnou skupinu zdrojového materiálu), spory, pylová zrna, řasy a mikroforaminifery (BATTEN, 1996, ERCEGOVAC & KOSTIĆ, 2006):

- a) **Zaoblené částice** (AOM - amorfní organický materiál) nemají pevné morfologické znaky, proto v nich pod mikroskopem není možno jednoduše rozlišit jejich původ. Pod mikroskopem se jeví jako černá zaoblená zrna. Z nových výzkumů vyplývá, že se jedná o materiál jak mořský, tak suchozemský (ERCEGOVAC & KOSTIĆ, 2006). Na základě studie využívající fluorescenci lze

rozlišit ne fluorescenční AOM (materiál, který vzniknul v anoxickém prostředí aktivitou bakterií) a vysoce fluorescenční AOM (fekální hlízky, výrazně přetvořený fytoplankton).

- b) **černé prodloužené částice, hnědé částice a žluté kutikuly** - jedná se o zbytky rostlin (fytoklasty) reprezentující kontinentální prostředí. Tento materiál se na místo uložení dostával pomocí hustých (sezónních) dešťů a ukládal se v ústích řek, deltách a šelfových oblastech. Do hlubšího sedimentačního prostředí je transportován především turbiditními proudy. Černé protažené částice reprezentují zuhelnatělé zbytky rostlin, nemají žádné identifikovatelné strukturní znaky. Hnědé částice mají výraznou světle až tmavě hnědou barvu, mnohdy se znaky buněčné stavby.
- c) **spory** - jsou ve skupině s malou plovací schopností. Velké množství spor v mořských sedimentech je indikátorem přínosu terestrického materiálu do mořského prostředí. Jejich přítomnost tedy indikuje prostředí pobřežní, nebo redepozici terestrického materiálu z mělkomořského prostředí turbiditními proudy do oceánské pánve;
- d) **pylová zrna** - stejně jako spory mají malou plovací schopnost a nemohou být dlouho ve vzduchu (ani ve vodním, ani ve vzdušném prostředí). Přítomnost pylů v sedimentech reprezentuje prostředí relativně suchozemské nebo humidní. V případě, že spolu s pyly koexistují i spory v sedimentech, jde o situaci popsanou výše;
- e) **řasy** - reprezentují čistě mořské prostředí. Lze jich použít jako měřítko vlivu mořského prostředí vzhledem ke kontinentálnímu ovlivnění. Ve studovaném materiálu se jedná především o cysty dinoflagelát a prasinofyta;
- f) **mikroforaminifery** - jedná se o vnitřní organické výstelky schránek foraminifer. Mikroforaminifery reprezentují buď pobřežní mořské prostředí, nebo prostředí mělkého šelfového moře;





Obrázek 39. Palynofacie: A. vzorek SK2-19; B. SK8; C. SK35; D. SO1; E. L23; F. L40. Vysvětlivky 1. zaoblené černé částice; 2. černé protáhlé částice; 3. hnědé částice; 4. kutikuly; 5. pylová zrna; 6. spory; 7. řasy (převážně dinoflageláta, ojediněle prasinofyta obr. 7a).

## 7 Výsledky a diskuze

Studované lokality jsou rozděleny do dvou skupin

- a) hlavní (Bystrý potok, Pindula, Skalice a Němetice) a
- b) vedlejší (Veřovice, Satina, Kunčice pod Ondřejníkem, Hukvaldy a Lichnov).

Na hlavních lokalitách byly provedeny analýzy obsahu celkového uhlíku (TOC), dále izotopy uhlíku  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátového nebo organického, kyslíku  $\delta^{18}\text{O}$ , a kvantitativní analýza organických facií (KAOF). Na vedlejších lokalitách byl pouze zjištěn obsah celkového uhlíku (TOC). Následující tabulka 5 ukazuje přehled analýz, prováděných na vzorcích jednotlivých lokalit.

*Tabulka 5. Přehled analýz vzorků na jednotlivých lokalitách (TOC - celkový organický uhlík,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  - změna obsahu izotopů karbonátového uhlíku;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  - změna obsahu izotopů v organickém uhlíku;  $\delta^{18}\text{O}$  - změna obsahu izotopů kyslíku, KAOF - kvantitativní analýza organických facií).*

Lokalita	TOC	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	$\delta^{18}\text{O}$	KAOF
<b>Bystrý potok</b>	■		■		■
<b>Pindula</b>	■		■		■
<b>Veřovice</b>	■				
<b>Satina</b>	■				
<b>Kunčice p. O.</b>	■				
<b>Hukvaldy</b>	■				
<b>Lichnov</b>	■				
<b>Skalice</b>	■	■		■	
<b>Němetice</b>	■	■		■	

Jak je možno vidět z tabulky 5 KAOF byla provedena jenom na profilech Bystrý potok, Pindula. Na profilu Skalice sice KAOF byla provedena, ale nikoliv analýza celé facie, proto ji zde neuvádíme. Výsledky jsou ovšem diskutovány v souhrnné kapitole věnované profilu Skalice.

Výsledky analýz z vedlejších profilů, které byly dělány pro ověření hodnot TOC z jednotlivých souvrství, jsou uvedeny v tabulce 6.

Tabulka 6. Přehled hodnot TOC naměřených na vedlejších lokalitách.

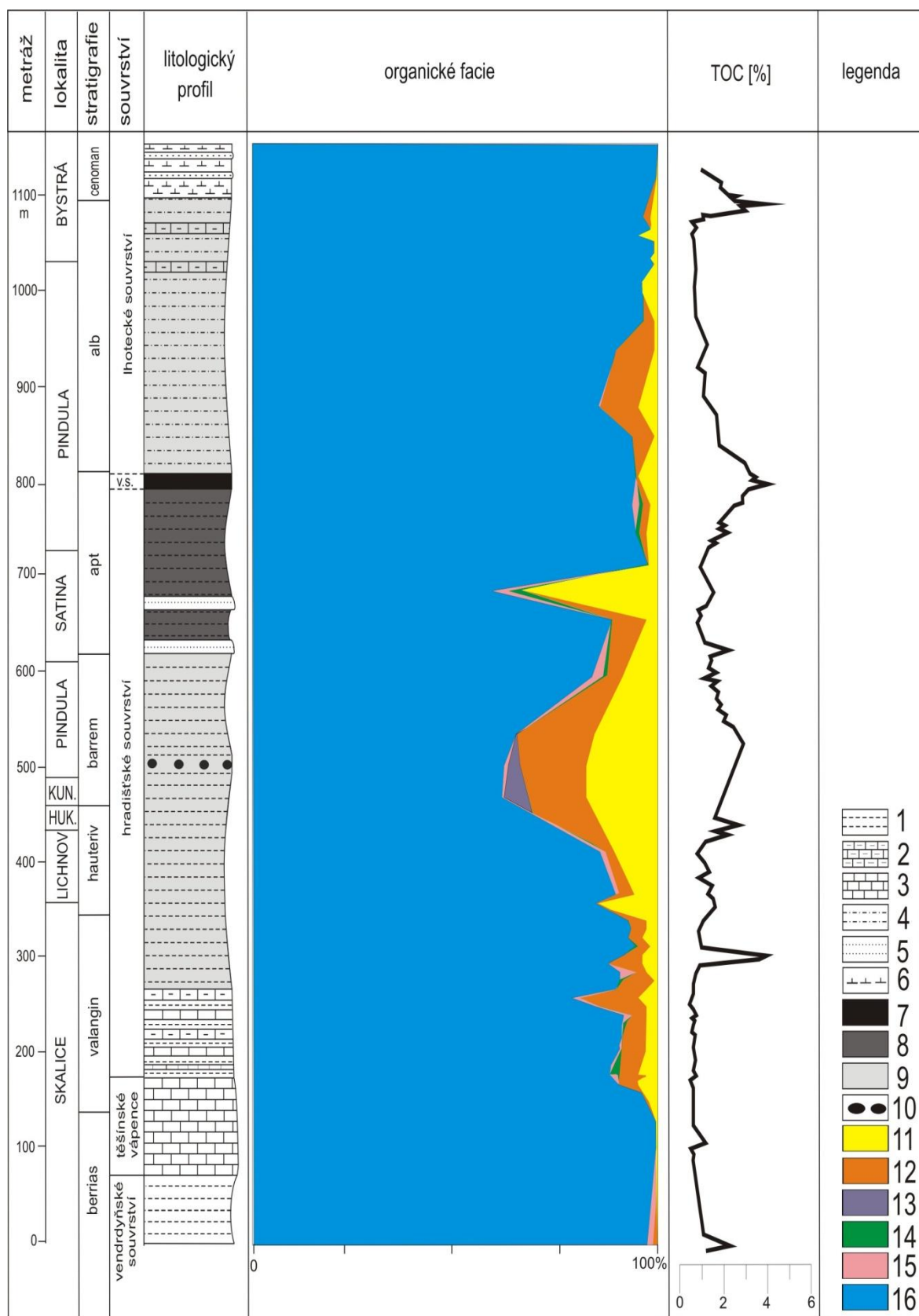
veřejných lokalitách.						
souvrství	stratigrafie	lokalita	název	TOC		
veřovické souvrství	apt	svrchní	Veřovice	Ve3	4,456	
			Veřovice	Ve2	3,111	
			Veřovice	Ve1	3,003	
			Satina	S28	2,614	
			Satina	S4a	2,273	
		Satina	S4b	1,577		
		Satina	S30	0,083		
		Satina	S29	1,3		
		spodní	Kunčice	Kn8/3	1,191	
			Kunčice	Kn8/2	1,604	
	barrem		svrchní	Kunčice	Kn8/1	1,348
				Kunčice	Kn5/2	2,153
				Kunčice	Kn5/1	0,935
		Kunčice		Kn11/3	1,295	
		Kunčice		Kn11/2	1,491	
		spodní	Kunčice	Kn11/1	0,807	
		hauteriv	Hukvaldy	HUK2	2,42	
			Hukvaldy	HUK1	3,116	
			Lichnov	Lich6	1,449	
			Lichnov	Lich5	0,753	
Lichnov	Lich4		0,965			
Lichnov	Lich3		1,146			
Lichnov	Lich2		0,973			
Lichnov	Lich1		0,558			

Jak je patrné z tabulky 6 je možno identifikovat zvýšený obsah organického uhlíku v nejvyšším hauterivu (lokalita Hukvaldy), ve svrchním barremu (lok. Kunčice p. O.) a především ve svrchním aptu hradištského a veřovického souvrství (lok. Satina a Veřovice). Zvýšený obsah TOC odpovídá litologii (obrázek 40). Na všech lokalitách se jedná o tmavě šedé jílovce až prachovce, kdy nejvyšší obsahy TOC jsou vázány na svrchní apt. Tento výsledek je patrný rovněž na souvislém profilu lokality Pindula. Současně je možno sledovat, že vyšší TOC odpovídá vyššímu obsahu sporomorf ve společenstvech

palynomorf (srovnej tabulka 6 a obrázek 40), to znamená vyššímu přínosu terestrického materiálu.

Výsledky analýz z vedlejších lokalit byly použity v kombinaci s obsahy TOC hlavních profilů pro vytvoření křivky obsahu organického uhlíku ve spodnokřídových sedimentech slezské jednotky (obrázek 40). Distribuce TOC na jednotlivých lokalitách je uspořádána podle stratigrafické návaznosti a to na základě dříve popsanych amonitů anebo nevápnitých dinoflagelát. Vznikl tak přehled o změnách obsahu organického uhlíku v průběhu spodní křídý ve slezské jednotce. Podrobněji budou v jednotlivých kapitolách popsány výsledky analýz hlavních profilů.

*Obrázek 40. Složení společenstev palynomorf a TOC ve spodní křídě godulského vývoje slezské jednotky (sestaveno z výsledků profilů Skalice, Lichnov, Hukvaldy, Pindula, Kunčice p. O., Satina, Pindula a Bystrý potok). 1. jílovce až prachovce; 2. slínovce; 3. vápence; 4. prachovce; 5. pískovce; 6. nevápnité slabě silicifikované jílovce; 7. sazově černé jílovce až prachovce; 8. tmavě šedé sedimenty; 9. šedé sedimenty; 10. pelosiderity; 11. spory a pylová zrna (mimo bisakátní); 12. bisakátní pylová zrna; 13. prasinophyta; 14. akritarcha; 15. výstelky foraminifer; 16. nevápnitá dinoflagellata; v.f. - veřovické souvrství (graf upraven dle SKUPIEN, 1999, 2003).*



## 7.1 Bystrý potok

Z profilu Bystrý potok bylo odebráno 73 vzorků v černých břidlicích a 23 vzorků v červených vrstvách. Vzorky z profilu možno litologicky popsat jako tmavošedé jílovce a červené vrstvy jako červené jílovce (podrobnější popis jednotlivých odebraných vzorků, viz příloha č. 1). Vrstvy bohaté na organickou hmotu jsou právě tmavošedé jílovce, červené vrstvy jsou na výskyt organické hmoty negativní. Z toho důvodu nebyly vzorky z červených vrstev podrobeny KAOF. Tato analýza by byla zcela zbytečná, jelikož se při maceraci organický materiál objevil zcela výjimečně.

Ve vzorcích se objevují černé částice jak zakulacené, tak i prodloužené, žluté a hnědé částice. Vzorky jsou bohaté na výskyt řas, foraminifer, pylových zrn a cyst dinoflagelát (tabulka 8a a 8b, obrázek 43 a 44).

Obsah organického uhlíku (TOC), stejně jako charakteristika změn poměrů izotopů C v organické hmotě ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ), byly měřeny na vzorcích jílovců (tabulka 7, obrázky 41 a 42).

Vysoké obsahy organického uhlíku (obrázek 41 a 42) se objevují v tmavě zbarvených jílovcích lhoteckého souvrství a především v černých horizontech nejvyšší části lhoteckého souvrství, které odpovídá cenomanskému stáří (spodní a pravděpodobně až střední cenoman, SKUPIEN et al., 2009). Hodnoty TOC stoupají až na 3,59 % (CBS12). Uvedené hodnoty pravděpodobně odpovídají lokálnímu oceánskému anoxickému eventu srovnatelnému s eventem **OAE1d** (nejvyšší alb-spodní cenoman) (STRASSER et al., 2001).

V pestrých jílovcích mazáckého souvrství je podíl organického uhlíku minimální, v jeho spodní části méně než 0,04 % (B1, B2, B6, B7, B16, B19; tabulka 7). V souvislosti se zvýšeným podílem pískovců obsah TOC stoupá na 0,5 %, a to jak v mazáckém souvrství, tak především v godulském souvrství. V šedých jílovcích godulského souvrství je obsah uhlíku nepatrný (většinou pod 0,5 %), a to přesto, že jílovce místy nabývají až tmavě šedé barvy a obsahují bohaté organické facie (metráž 150–170 m; obrázek 41). Sedimenty se litologicky dost podobají skvrnitým jílovcům lhoteckého souvrství a rovněž obsahují významný podíl palynomorf. I zde je možno sledovat zvýšený obsah TOC ve spojitosti se zvýšeným podílem turbiditů. Nízké hodnoty TOC v pestře zbarvených sedimentech odpovídají sedimentaci v prokysličeném prostředí působícím oxidací organické hmoty.

Změny izotopu organického uhlíku  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  vykazují výrazný negativní posun ve lhoteckém souvrství (tabulka 7). Rozsah hodnot  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  se pohybuje od -25,26 (BSP3) do -26,7 ‰

(BS19). Výrazně negativní hodnoty jsou patrné v jílovcích s výrazným přínosem terestrické organické hmoty a s přítomností pyritu. S nástupem sedimentace pestrých jílovců mazáckého souvrství v cenomanu hodnota poměru  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  nabývá hodnot až -27,2 ‰ (B2). Kolem hranice cenoman/turon se poměr  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  posouvá ke kladnějším číslům.

Spodní část mazáckého souvrství, hranice cenoman/turon (kolem metrů 47 až 58 m určeno podle dinoflagelát a bentózních foraminifer, BUBÍK et al., 2008), je na základě změn izotopů  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  pravděpodobně korelovatelná s oceánským anoxickým eventem **OAE2** (obrázek 41). Současně je nutno uvést, že přítomnost **OAE2** se prozatím na studovaném profilu nepodařilo prokázat, jelikož zde chybí charakteristický horizont černých jílovců. Podle dosavadních poznatků je sedimentace spjatá s **OAE2** zastřena možnou erozí turbiditními proudy. To se projevuje náhlým nástupem mocných turbiditů s až 0,5 m mocnými polohami pískovců ostravického typu. Samozřejmě, že se zde objevují šedě zbarvené jílovce, ale ty mají nízký obsah TOC. Výše uvedený interval je charakteristický přítomností lavic ostravického pískovce. Právě ze sledu těchto pískovců uvádějí SKOČEK & VALEČKA (1991) polohy černých jílovců. Jejich přítomnost se prozatím nepodařilo prokázat.

Ve střední části mazáckého souvrství složení izotopů C ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) nabývá hodnot v rozmezí -24,0 ‰ (CBS3) do -26,3 ‰ (CBS12) a tento trend pokračuje až do spodní části godulského souvrství.

Velmi výrazný posun  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  k pozitivním hodnotám (až na hodnotu -20 ‰ naměřenou na vzorku BSH2) je možno sledovat v godulském souvrství kolem hranice santon/campan. Směrem do nadloží dochází k rychlému poklesu poměru (-25,0 ‰ až -28,56 ‰). Tato výrazná změna není doprovázena akumulací organické hmoty (TOC 0,16–0,94 %).

HASEGAWA (2003) předpokládá, že trend  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  terestrické organické hmoty nepřímo odráží změnu atmosférického  $\text{CO}_2$ . KUMP & ARTHUR (1999) zase přiřazují negativní posun  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  mořské organické hmoty ke zvýšené vulkanické produkci  $\text{CO}_2$  anebo snížení zvětrávání silikátů (rovněž vedoucí k zvýšení  $\text{CO}_2$ ). Podle jiných autorů (ARTHUR et al., 1988) má stejný efekt výrazná oxidace dříve uložené organické hmoty, kdy dochází ke zvýšení koncentrace  $\text{CO}_2$  v oceánu. Právě zvýšená oxidace organické hmoty může být projevem posunu  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  k negativním hodnotám, kdy ve slezské jednotce ve svrchní křídě dominuje sedimentace pestře zbarvených jílovců.



Na profilu **Bystrý potok** bylo 51 vzorků (tabulka 8a a 8b) podrobena analýze složení organické hmoty. Odebraných bylo sice více, ale vzorky odebrané z červených vrstev mazáckého souvrství (B20–1) jsou na organické zbytky sterilní (přerušení na obrázku 43 a 44). Výsledky kvantitativní analýzy organické hmoty jsou uvedeny v tabulce 8a a 8b, pro jednotlivé pozorované organické zbytky a částice. Na obrázku 43 a 44 jsou znázorněny plošné grafy obsahu zbytků organické hmoty. Obrázek 43 znázorňuje celkový profil Bystrý potok s přerušením v mazáckém souvrství a obrázek 44 detailně zobrazuje spodní část profilu, kde je taktéž znázorněno přerušení v mazáckém souvrství.

Z hlediska celkového hodnocení, i jak je vidět z grafu (obrázek 43 a 44), jsou ponejvíce zastoupeny černé zakulacené částice odrážející redepozici a oxidaci organického materiálu, následují žluté kutikuly, černé prodloužené částice dále hnědé částice, řasy, pyly, spóry a nakonec zbytky schránek foraminifer. Ze zhodnocení organického materiálu vyplývá dominance pozůstatků suchozemských rostlin (BATTEN, 1996).

V typickém lhoteckém souvrství (BSP3–BT2) převažují černé zakulacené a prodloužené částice. Hnědých částic ubývá a naopak přibývá žlutých kutikul a řas. Pyly a spóry jsou v typickém lhoteckém souvrství zastoupeny méně. V nejvyšším lhoteckém souvrství (CBS1–CBS13) je jejich zastoupení vysoké. Ve spodní části mazáckého souvrství následuje přerušení grafu z důvodu sterility vzorků na organické zbytky.

Vzorky (BS22–dBOS3) odebrané ze svrchní části mazáckého souvrství jsou bohaté na černé zakulacené, prodloužené a hnědé částice. Žluté kutikuly jsou zastoupeny v malé míře, zato obsah řas je v této části profilu až 20 %. Pyly, řasy a foraminifery jsou zastoupeny minimálně.

Pro godulské souvrství (vzorky dBOS6–BSH15) je charakteristické vysoké zastoupení černých zakulacených a prodloužených částic, s menším podílem hnědých částic a žlutých kutikul (obrázek 43). V celkem vysokém procentuálním zastoupení, v porovnání s výsledky kvantitativní analýzy profilů Pindula a Skalice jsou zde také řasy. Výrazná změna nastává před předpokládanou hranicí santon/campan (vzorky BR3,4, BSH2), kde stoupá podíl žlutých kutikul. Jejich zvýšený podíl je možno přisuzovat dysoxickému prostředí, kdy je organický materiál lépe dochován.

Maxima obsahů zbytků organické hmoty (tabulky 7, obrázky 41 a 42), a obsahu  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  odráží změnu oxických podmínek v anoxické. Tato změna byla pravděpodobně vyvolána

zvýšeným přínosem živin a tím i zvýšenou produktivitou řas a zvýšeným přínosem terestrické organické hmoty (detritický typ anoxie).

To je patrné především v nejvyšší části lhoteckého souvrství, kde stoupá podíl pylových zrn a spor.

Tabulka 7. Obsah organického uhlíku a poměr izotopů C v nevápničitých jílovcích a prachovcích z profilu Bystrý potok.

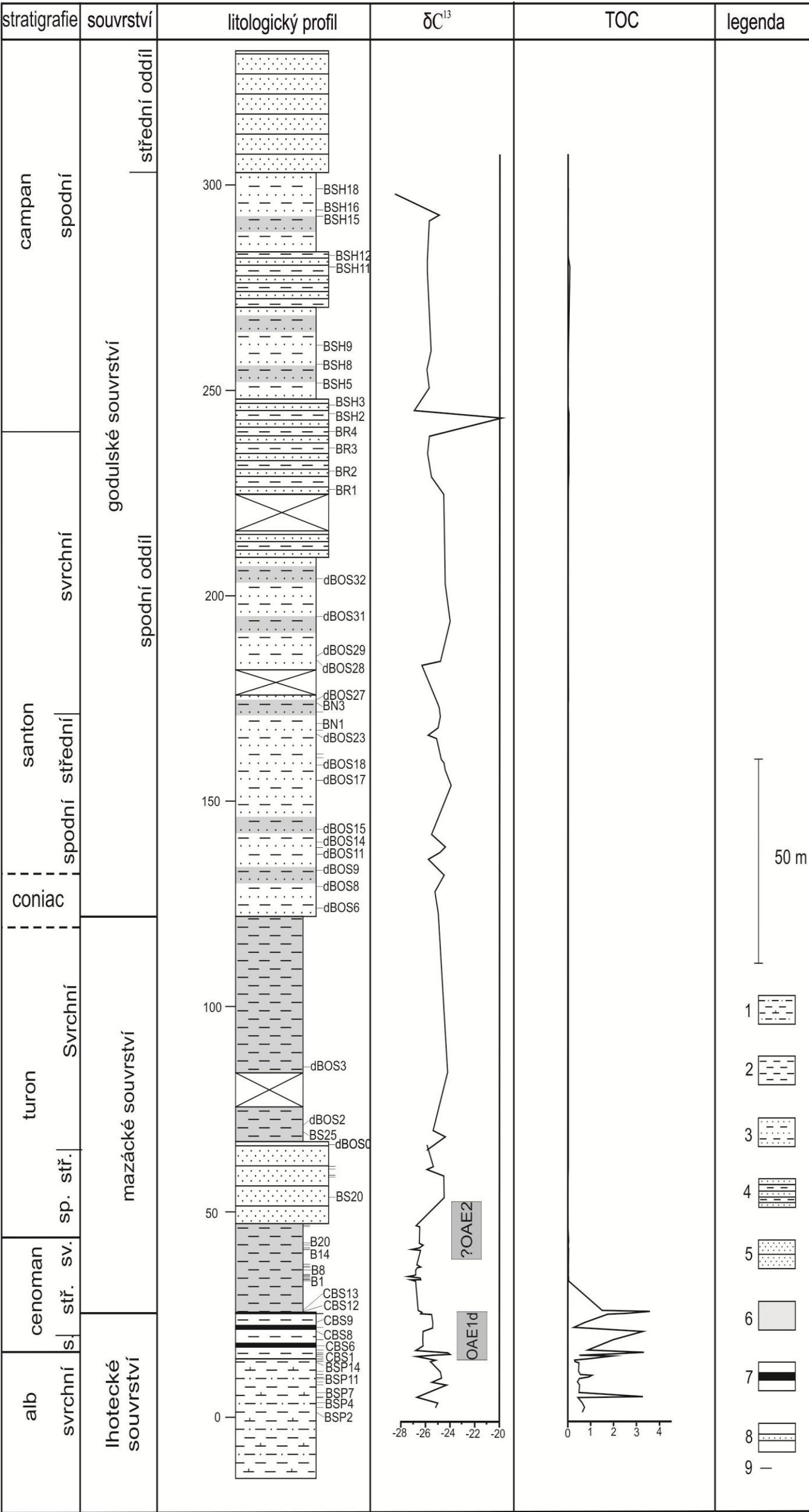
souvrství	stratigrafie	název vzorku	metráž	TOC	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	souvrství	stratigrafie	název vzorku	metráž	TOC	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	souvrství	stratigrafie	název vzorku	metráž	TOC	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	souvrství	stratigrafie	název vzorku	metráž	TOC	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$
			[m]	[%]	[‰]				[m]	[%]	[‰]				[m]	[%]	[‰]				[m]	[%]	[‰]
godulské souvrství - spodní oddíl	campan	BSH18	298	0,27	-28,56	godulské souvrství - spodní oddíl	santon	dBOS23	166,4	-	-25,1	mázácké souvrství	cenoman	B20	42,5	0,036	-26,5	nejvyšší část lhoteckého souvrství	cenoman	CBS7	19	1,98	-26,2
		BSH16	294	0,21	-24,96			dBOS21	161,5	-	-24,7			B19	42	0,025	-26,2			CBS6	17,5	-	-26,2
		BSH15	292,5	0,18	-25,7			dBOS19	160,6	-	-24,5			B16	41,1	0,028	-26,5			CBS5	16,5	0,88	-26,8
		BSH12	283	0,2	-25,84			dBOS18	158,9	-	-24,4			B15	41	0,042	-27,1			CBS4	15,9	3,33	-24,2
		BSH11	280,2	0,94	-25,84			dBOS17	155,1	-	-23,9			B14	40,8	0,037	-26,4			CBS3	15,4	1,99	-24
		BSH9	261	0,16	-25,58			dBOS15	143,2	-	-25,5			B13	36,8	0,03	-26,7			CBS2	15,2	0,5	-25,2
		BSH8	256,5	0,19	-25,96			dBOS14	140,1	-	-24,4			B12	36,6	0,026	-26,4			CBS1	15	1,94	-26,7
		BSH5	251,8	0,22	-25,07			dBOS13	138,8	-	-24,8			B11	36,5	0,03	-26,7			BSP16	14,3	0,968	-
		BSH3	246,5	0,29	-26,98			dBOS11	137,2	-	-25,8			B8	35,9	0,03	-26,8			BT2	14	0,29	-25,2
		BSH2	244,4	0,57	-19,84			dBOS9	133,2	-	-24,5			B7	34,7	0,03	-26,8			BT1	13,6	0,31	-25,6
	santon	BR4	240	0,52	-25,75	mázácké souvrství	turon	dBOS8	129,3	-	-25,2	nejvyšší část lhoteckého souvrství	cenoman	B6	34,6	0,025	-27	typické lhotecké souvrství	cenoman	BSP14	13,4	0,49	-25,58
		BR3	236	0,45	-25,82			dBOS6	124	-	-25			B5	34,4	0,03	-27,4			BTC3	11,2	0,46	-24,8
		BR2	230,5	0,52	-25,48			dBOS3	85,4	-	-24,2			B4	34	0,04	-26,4			BSP12	10,45	0,546	-
		BR1	226	0,28	-24,53			dBOS2	71,1	-	-25,4			B3	33,7	0,03	-26,4			BTC2	9,8	0,9	-24,7
		dBOS32	204,3	0,2	-24,46			BS25	69,5	-	-24,4			B2	33,6	0,04	-27,2			BSP11	9,5	0,5	
		dBOS31	195	-	-24			dBOS0	66,5	-	-25,9			B1	33,3	0,04	-26,8			BSP10	8,7	0,42	-25,57
		dBOS29	185,3	0,26	-24,81			BS24	61,1	-	-25,4			CBS13	25,9	1,15	-26,6			BSP9	8	0,51	-24,37
		dBOS28	184,4	-	-26,3			BS23	60,5	0,26	-25,99			CBS12	25,8	3,59	-26,3			BSP7	6,1	0,497	-
		dBOS27	174,7	0,33	-24,99			BS22	59	-	-24,5			CBS11	25,3	2,58	-26,4			BTC1	5	3,29	-26,7
		BN3	174	0,24	-24,9			BS22a	58,6	0,15	-23,95			CBS10	25,2	1,75	-25,5			BSP5	4,9	0,44	-
		dBOS25	171,8	-	-24,8			BS20	53,7	0,12	-24,51			CBS9	23,1	0,73	-25,4			BSP4	3,7	0,62	-25
		BN1	169	0,25	-25			BS19	46,8	0,14	-26,79			BS10	21,9	0,27	-25,42			BSP3	2,5	0,73	-25,26
		dBOS24	167,3	-	-25,8			BS18	46,5	0,1	-26,53			CBS8	21,1	3,28	-26,2			BSP2	1,1	0,634	-

Tabulka 8a. Tabulka procentuálního poměru organické hmoty ve studovaných vzorcích z profilu Bystrý potok.

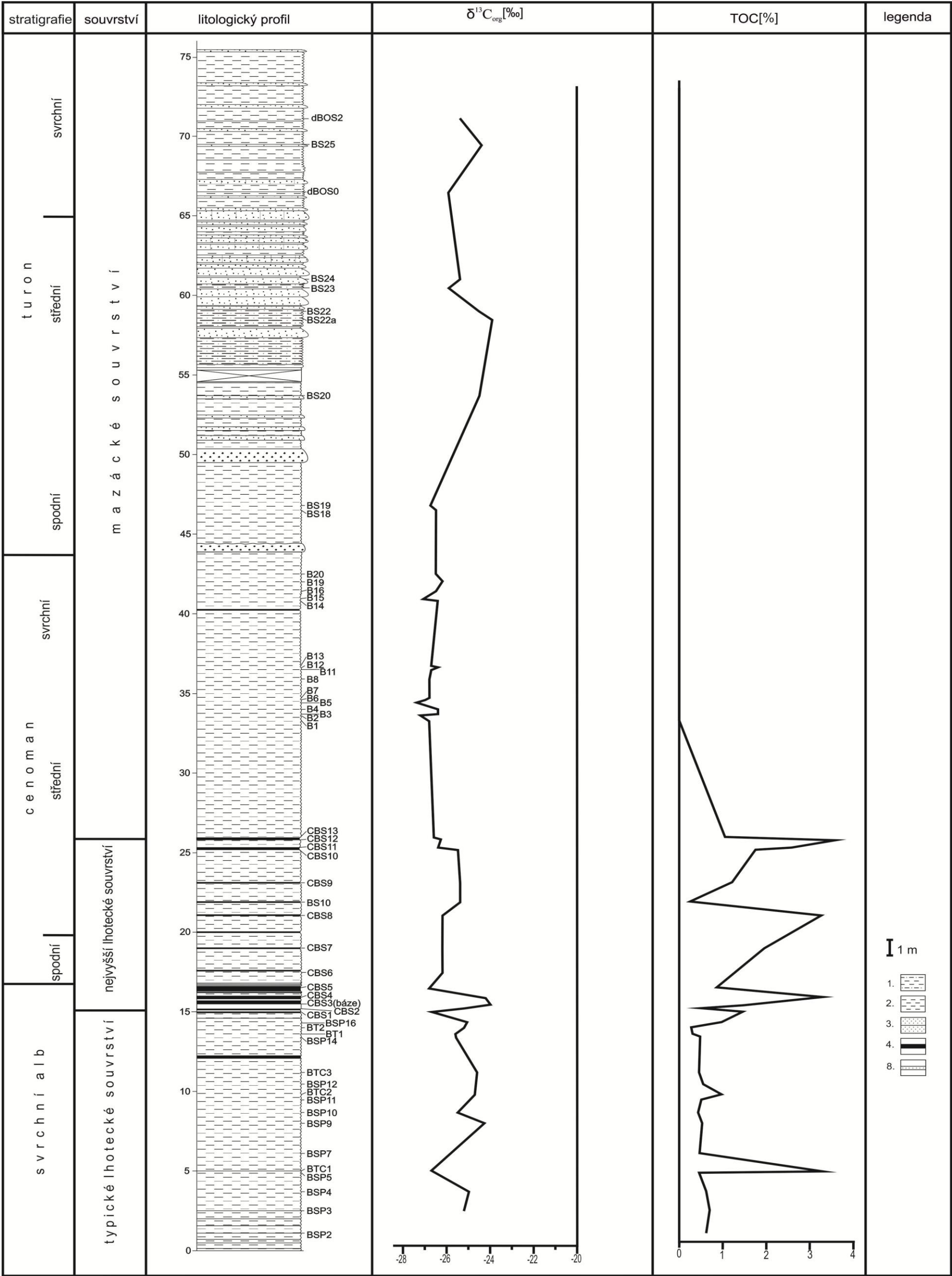
litologie	stratigrafie	vzorek	metry	foraminifery	spory	pyl	řasy	ŽLK	HNČ	ČPRČ	ČZČ
godulské souvrství	campan	BSH15	292,5	0%	1%	0%	19%	1%	7%	16%	55%
		BSH9	261	0%	0%	1%	7%	2%	3%	22%	66%
		BSH3	246,5	0%	1%	3%	14%	8%	11%	13%	49%
		BSH2	244,4	0%	3%	2%	7%	9%	17%	17%	46%
	santon	BR4	240	0%	2%	3%	9%	18%	14%	19%	35%
		BR3	236	0%	2%	1%	12%	24%	12%	14%	34%
		BR2	230,5	0%	2%	2%	23%	10%	12%	15%	36%
		BR1	226	0%	1%	1%	5%	3%	9%	23%	58%
		dBOS32	204,3	0%	1%	1%	4%	1%	8%	22%	63%
		dBOS31	195	0%	0%	0%	6%	3%	12%	24%	55%
		dBOS29	185,3	0%	2%	1%	11%	2%	9%	24%	49%
		dBOS25	171,8	0%	0%	1%	4%	1%	7%	27%	60%
		dBOS23	166,4	0%	2%	0%	1%	0%	2%	18%	76%
		dBOS21	161,5	0%	3%	1%	8%	5%	3%	22%	59%
		dBOS19	160,6	0%	3%	1%	7%	2%	8%	24%	55%
		dBOS17	155,1	0%	1%	1%	4%	1%	7%	23%	63%
		dBOS15	143,2	0%	1%	0%	9%	1%	4%	24%	62%
		dBOS13	138,8	0%	2%	0%	7%	9%	8%	21%	52%
		dBOS11	137,2	0%	7%	1%	8%	0%	10%	23%	51%
		dBOS9	133,2	0%	4%	1%	14%	1%	4%	30%	47%
	coniac	dBOS8	129,3	0%	2%	1%	24%	3%	6%	23%	41%
		dBOS6	124	0%	3%	1%	9%	1%	4%	26%	56%
mazácké souvrství	turon	dBOS3	85,4	0%	1%	0%	4%	4%	11%	26%	54%
		dBOS2	71,1	0%	4%	3%	5%	2%	21%	26%	38%
		BS25	69,5	0%	1%	0%	13%	0%	9%	21%	55%

Tabulka 8b. Tabulka procentuálního poměru organické hmoty ve studovaných vzorcích z profilu Bystrý potok.

litologi	stratigra	vzorek	metry	foraminif	spory	pvl	řasy	HNČ	ŽLK	ČZČ	ČPRČ
mazácké souvrství	turon	dBOS0	66,5	0%	2%	0%	18%	3%	12%	21%	45%
		BS23	60,5	0%	2%	0%	1%	0%	2%	18%	76%
		BS22	59	0%	0%	2%	7%	1%	22%	21%	47%
		BS22a	58,6	0%	0%	0%	3%	1%	29%	28%	38%
nejvyšší lhotecké souvrství	cenoman	CBS13	25,9	0%	3%	1%	6%	9%	7%	17%	56%
		CBS12	25,8	0%	0%	0%	0%	6%	48%	15%	31%
		CBS11	25,3	0%	3%	5%	2%	15%	52%	3%	21%
		CBS10	25,2	0%	4%	3%	2%	63%	18%	4%	6%
		CBS9	23,1	0%	13%	13%	4%	37%	7%	7%	18%
		CBS8	21,1	0%	3%	5%	2%	44%	12%	12%	21%
		CBS7	19	0%	0%	9%	22%	12%	8%	12%	37%
		CBS6	17,58	0%	1%	8%	7%	5%	14%	19%	46%
		CBS5	16,5	0%	5%	6%	1%	44%	1%	8%	35%
		CBS4	15,9	0%	2%	1%	16%	2%	6%	11%	62%
		CBS2	15,9	0%	0%	0%	0%	0%	25%	15%	59%
		CBS3	15,4	0%	1%	1%	0%	44%	19%	11%	23%
		CBS1	15	0%	1%	0%	1%	65%	4%	12%	17%
typické lhotecké souvrství		BT2	14	0%	0%	1%	20%	20%	10%	6%	43%
		BSP14	13,4	0%	0%	0%	9%	2%	7%	26%	55%
		BTC3	11,2	0%	1%	0%	5%	49%	6%	11%	28%
		BTC2	9,8	0%	7%	3%	25%	26%	9%	9%	21%
		BSP11	9,5	0%	1%	1%	17%	7%	5%	14%	55%
		BSP9	8	0%	0%	0%	11%	3%	5%	31%	50%
		BTC1	5	0%	0%	0%	0%	45%	6%	7%	41%
		BSP4	3,7	0%	1%	1%	8%	6%	11%	30%	44%
		BSP3	2,5	0%	1%	1%	20%	18%	5%	14%	41%

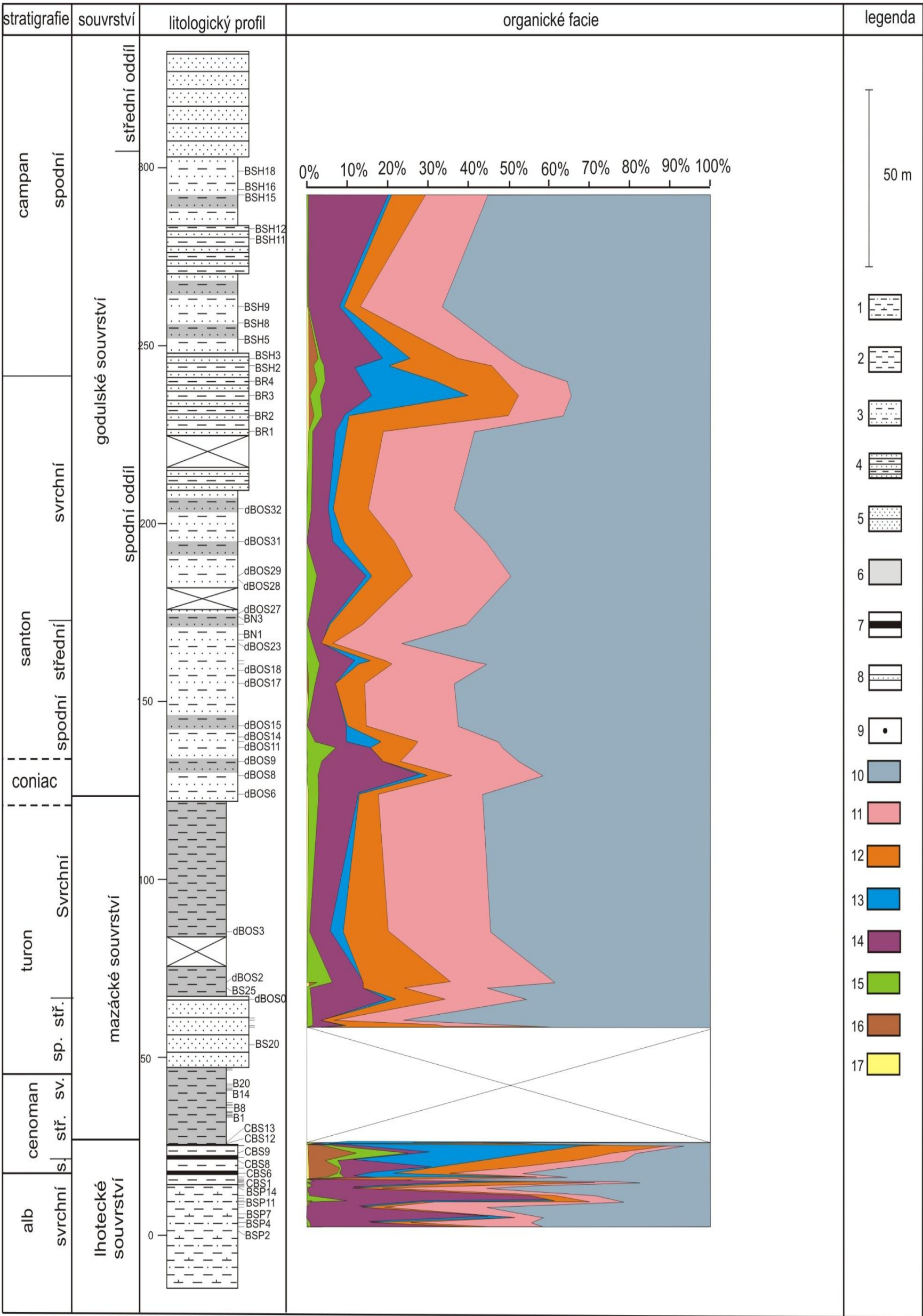


Obrázek 41. Profil Bystrý potok a křivka TOC a  $\delta^{13}C_{org}$ . 1. prachovcovo-jílový flyš; 2. nevápnité jílovce; 3. drobně rytmičkový pískovcovo-jílovcový flyš; 4. hrubě lavičový pískovcovo-jílovcový flyš; 5. hrubě lavičový pískový flyš; 6. červené a pestré jílovce; 7. horizonty černých jílovců (hypoxické); 8. izolované pískovcové lavice; 9. polohy odebraných vzorků. Stratigrafie a litologický profil podle BUBÍK et al. (2008), BOOROVÁ et al. (2008). Spodní část profilu je detailně rozkreslena na následujícím obrázku.

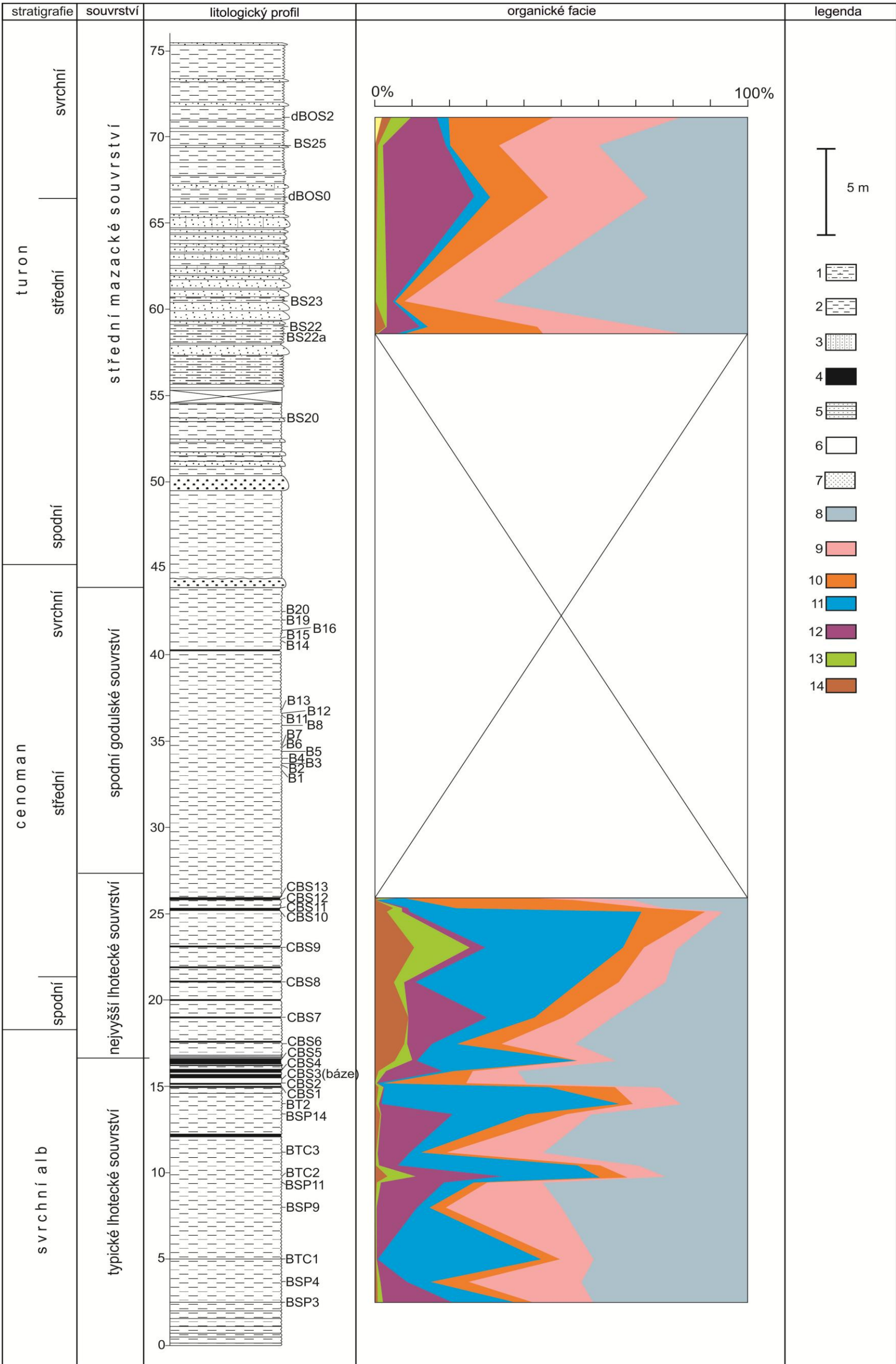


Obrázek 42. Detail spodní části profilu Bystrý potok s označením místa odběru konkrétních vzorků. 1. prachovce; 2. jílovce; 3. ostravický pískovec; 4. tmavě šedé prachovce; 5. drobně rytmičkový flyš; 6. světle šedé jílovce; 7. zelenošedé pískovce. Stratigrafie dle SKUPIEN et al., 2009; litologický profil upraven dle SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2003.





Obrázek 43. Obsah organických facií na profilu Bystrý potok. 1. prachovcovo-jílovcový flyš; 2. nevápnité jílovce; 3. drobně rytmičkový pískovcovo-jílovcový flyš; 4. hrubě lavičový pískovcovo-jílovcový flyš; 5. hrubě lavičový pískový flyš; 6. černé a pestré jílovce; 7. horizonty černých jílovců (hypoxické); 8. izolované pískovcové lavice; 9. místa odběru vzorků (stratigrafie dle SKUPIEN et al., 2009; litologický profil upraven dle SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2003); 10. černé zakulacené pískovcové částice; 11. černé prodloužené částice; 12. hnědé částice; 13. žluté kutikuly; 14. řasy; 15. pylová zrna; 16. spory; 17. foraminifery.



Obrázek 44. Obsah organických facií na spodní části profilu Bystrý potok. 1. prachovce; 2. jílovce; 3. ostravický pískovec; 4. tmavošedé prachovce; 5. drobně rytmičkový flyš; 6. světlešedé jílovce; 7. zelenošedé pískovce; 8. černé zakulacené částice; 9. černé prodloužené částice; 10. hnědé částice; 11. žluté kutikuly; 12. řasy; 13. pylová zrna; 14. spory (Stratigrafie dle SKUPIEN et al., 2009; litologický profil upraven dle SKUPIEN & VAŠÍČEK, 2003).

## 7.2 Pindula

U odebraných vzorků (25, tabulka 9) byl určen obsah organického uhlíku (TOC), poměr izotopů organického C ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) (obrázek 45) a složení organické hmoty (tabulka 10 a obrázek 46). Vyhodnocení obsahu organického uhlíku v rozsahu vzorků PIN01–52 bylo již dříve publikováno v práci KRATOCHVÍLOVÁ et al. (2003).

Z provedených analýz na obsahy organického uhlíku vyplývá, že v jílovcích hradištského souvrství (L13–PIN11) se obsahy TOC pohybují kolem 1,5–2,5 %, což odpovídá zvýšeným hodnotám obsahu organického uhlíku oproti zbylé části spodnokřídových sedimentů slezské jednotky (KRATOCHVÍLOVÁ et al., 2003). Obsah výrazně stoupá do nadloží, a to s nástupem veřovického souvrství (PIN14–PIN49). Hodnoty obsahu uhlíku stoupají ve veřovickém souvrství (TOC 3,52 % vzorek PIN11). Obsahy TOC ve spodní části veřovického souvrství se pohybují s občasnými nižšími odchylkami, ve vysokých hodnotách kolem 3–3,5 %. Kolem 30 m nad bází veřovického souvrství obsah TOC klesá na úroveň cca 2 % (PIN17). V uloženinách, které lze považovat za bázi lhoteckého souvrství (PIN52, L31, 34, La2), klesají hodnoty k 1 %. Uvedená hodnota se ve lhoteckém či části mazáckého souvrství (La6 a La8) nemění.

Hodnoty  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  se pohybují v rozmezí -23 až -26 ‰ (obrázek 45); maximální hodnoty nabývá křivka v místě odběru vzorku PIN04 (-23,33 ‰), který byl odebrán v hradištském souvrství, stratigraficky příslušejícímu vyšší části svrchního aptu (amonitová zóna **Nolani**, VAŠÍČEK, 1981). Minimální hodnoty (-25,95 ‰) nabývá křivka na sedimentačním rozhraní veřovického a lhoteckého souvrství, v místě odběru vzorku PIN49. Stratigraficky se toto rozhraní nachází pod hranicí aptu a albu. Jak vyplývá z mikroskopické analýzy, organická hmota je převážně terestrického původu (obrázek 46), což znamená, že analýza izotopů C odráží změny v rostlinné hmotě.

První výrazný posun  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  ke kladným hodnotám je v místech odběrů vzorků L11 a L15 (obrázek 45). Vzhledem k předpokládané stratigrafické příslušnosti ke spodnímu aptu (SKUPIEN, 1999) lze předpokládat přítomnost anoxického eventu **OAE1a**. Jak uvádějí BRALLOWER et al. (2002) posun  $\delta^{13}\text{C}$  jak v karbonátech, tak organické hmotě směrem ke kladným hodnotám je možno spojovat s nástupem OAE. V intervalu vzorků L17a–PIN04 křivka stoupá a zde se také nachází místo s maximální hodnotou  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (PIN04=-24,4 ‰). V místě vzorku PIN21 se trend náhle mění na klesající. Tento vývoj je zakončen na hranici veřovického a lhoteckého souvrství na hranici apt/alb, kde se také nachází minimum křivky

a končí sedimentace tmavých nevápnitých prachovců, a začíná sedimentace šedých skvrnitých nevápnitých prachovců. V místě litologické změny sedimentace se také vyskytuje hranice svrchního aptu a spodního albu.

Tabulka 9. Obsah organického uhlíku a poměr izotopů uhlíku v převážně nevápnitých jílovcích profilu Pindula.

souvrství	stratigrafie	název vzorku	metráž [m]	TOC [%]	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ [‰]
mazácké s.	cenoman	La8	142,5	2,906	-24,3
		La6	131,1	3,125	-24,66
lhotecké souvrství	alb	La2	115,5	0,75	-25,41
		L34	76,8	0,59	-25
		L31	67,2	0,736	-25,52
		PIN52	59,7	1,987	-24,7
věřovické souvrství	svrchní apt	PIN49	56,6	0,979	-25,92
		PIN44	50,9	2,232	-24,95
		PIN42	48,9	2,332	-23,82
		PIN36	41,7	3,07	-24,49
		PIN33	38,7	2,62	-25,18
		PIN32	37,7	3,15	-24,27
		PIN29	34,7	2,608	-25,03
		PIN21	28,6	1,99	-24,25
		PIN17	25,2	2,2	-23,73
		PIN14	20	4	-23,69
		PIN11	14,3	3,78	-23,57
		PIN07	5,1	2,43	-23,43
hradišťské souvrství	spodní apt	PIN04	2,6	2,17	-23,33
		PIN01	0	2,19	-23,58
		L17a	-18,2	0,72	-25,4
	svrchní barrem	L15	-34,7	1,097	-23,6
		L11	-50	1,649	-23,57
		L14	-70	1,545	-24,94
		L13	-130	1,529	-24,49

Úsek vzorků PIN01–PIN17 je opět možno korelovat s nástupem OAE, v tomto případě **OAE1b**. Tento event nastupuje na konci amonitové zóny **Nolani** (HERRLE et al., 2004), což je na našem profilu korelovatelné s výskyty amonitů odpovídajících dané amonitové zóně (VAŠÍČEK, 1981). Výsledky získané ze složení izotopů C jsou srovnatelné s profilem Roter Sattel ve Švýcarsku, kde byly sledovány izotopy v karbonátech. V případě **OAE1a** i **b** je

sledovatelný stejný trend křivky, tj. výrazný posun ke kladným hodnotám (STRASSER et al., 2001).

Na profilu **Pindula** bylo kvantitativní analýze organické hmoty podrobeno celkem 21 odebraných vzorků (obrázek 46 a tabulka 10). Výsledky kvantitativní analýzy organické hmoty jsou uvedeny v tabulce 10, pro jednotlivé pozorované částice organické hmoty. Dále jsou výsledky zobrazeny v plošném grafu obrázek 46 spolu s profilem a označením místa odběru vzorků.

Z mikroskopického pozorování zbytků organické hmoty vyplývá, že jde o dva typy hmoty, a to mořskou a terestrickou. Mořská hmota je ve vzorcích zastoupena pouze zbytky řas. Jejich zastoupení je velmi nízké. Naopak terestrická hmota je ve vzorcích hojně zastoupena černými zakulacenými částicemi, dále černými prodlouženými částicemi, žlutými kutikulami, hnědými částicemi, ojediněle sporami a pylovými zrny. Vysoký obsah černých zakulacených částic ukazuje na redepozici a oxidaci organického materiálu ze suchozemských oblastí do oblasti mělkého moře.

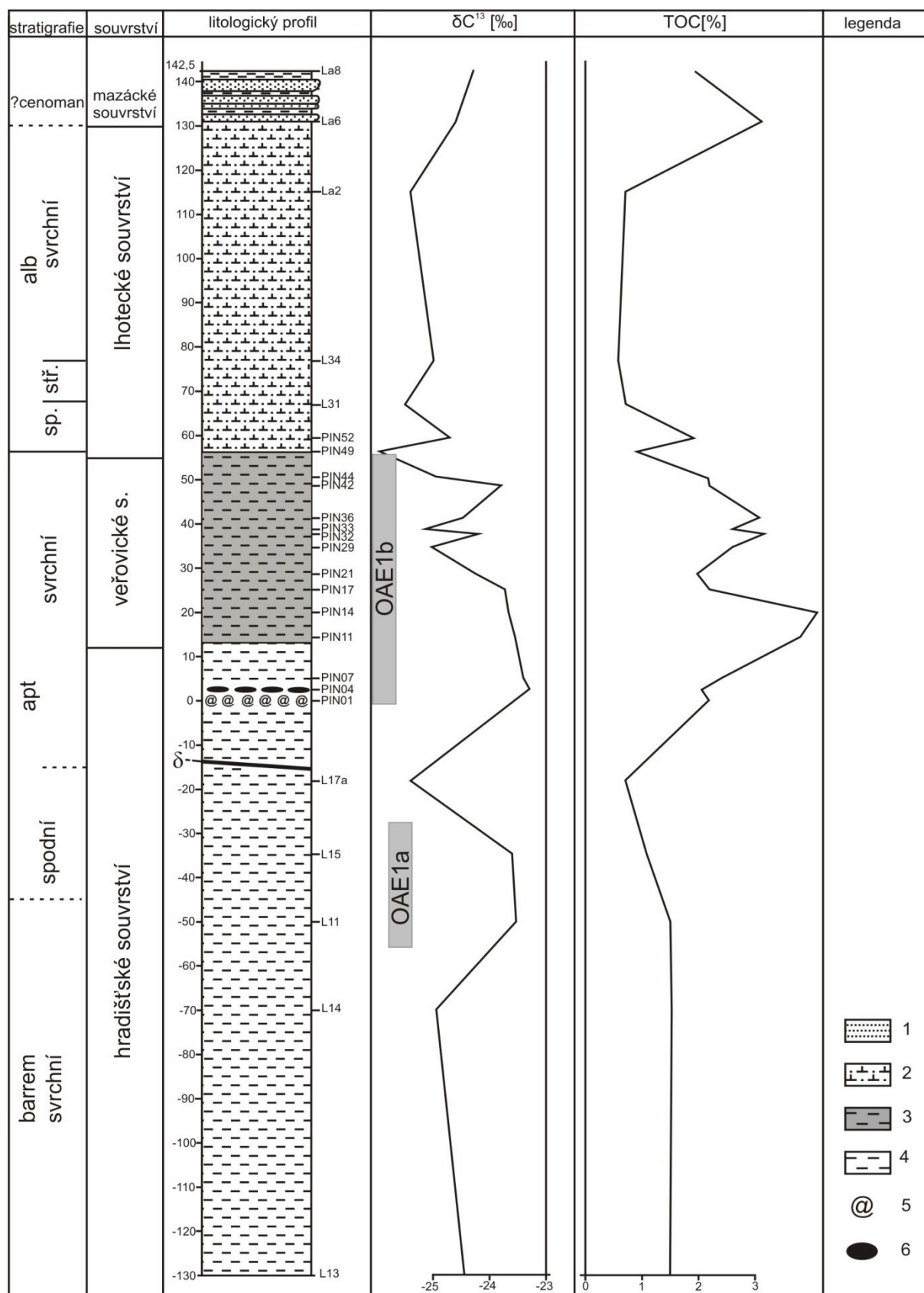
Obsah terestrických organických zbytků je v hradištském souvrství poměrně vysoký a rovnoměrný až na extrém na hranicích barrem/apt, kde se předpokládá existence anoxického eventu **OAE1a – Selli event**. Tato náhlá změna v distribuci organických zbytků v hradištském souvrství se projevuje zvýšením poddílu žlutých kutikul, hnědých částic a černých prodloužených částic (obrázek 46, tabulka 10). Zvýšený podíl terestrické organické hmoty vypovídá o zrychlení pohřbívání organické hmoty, která nebyla oxidována. Náhlá změna obsahu organických zbytků v hradištském souvrství na hranicích barrem/apt koresponduje také s pozitivními výchylkami na křivkách TOC a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (srovnej obrázky 45 a 46, tabulka 10).

Další náhlá změna je patrná ve veřovickém souvrství, kde stoupá podíl hnědých částic. I tato náhlá změna je pravděpodobně dána rychlým pohřbíváním organické hmoty, která nebyla rychle oxidována. Zvýšený obsah hnědých částic koresponduje s vysokými hodnotami křivek TOC a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (obrázek 45). Uvedené extrémy jsou předpokladem pro **OAE1b – Jacob event**.

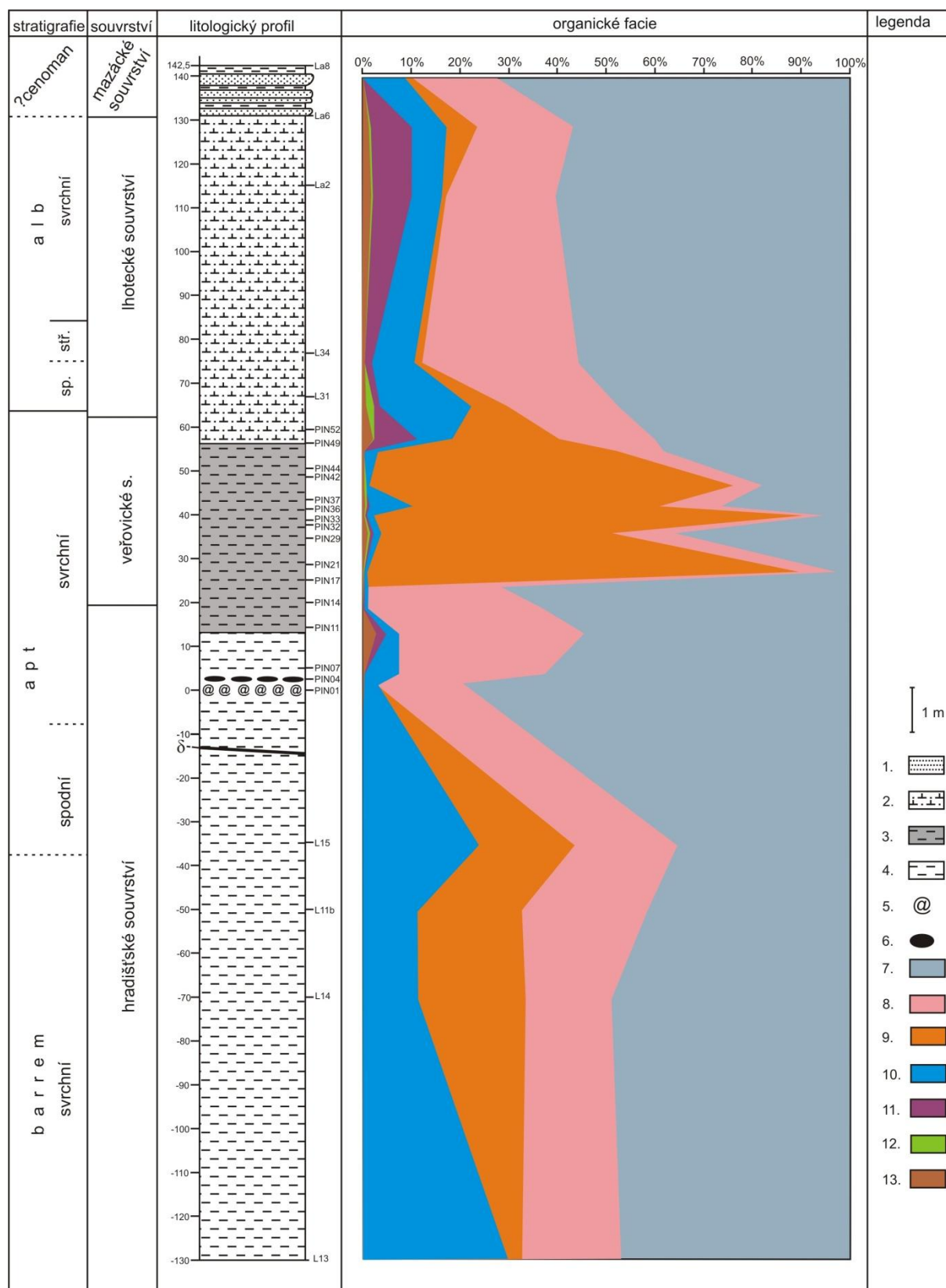
Tabulka 10. Výsledky kvantitativní analýzy organické hmoty ze vzorků odebraných na profilu Pindula.

litologie	stratigrafie	vzorek	metry	foraminifery	spory	pyl	řasy	HNC	ŽLK	ČZČ	ČPRČ
mazácké s.	cenoman	La8	142,5	0%	0%	0%	0%	8%	2%	72%	17%
		La6	131,3	0%	1%	1%	9%	7%	6%	57%	19%
lhotecké souvrství	alb	La2	115,5	0%	2%	0%	8%	6%	1%	60%	22%
		L34	76,8	0%	0%	0%	2%	9%	1%	56%	32%
		L31	67,2	0%	1%	2%	1%	19%	7%	48%	22%
		PIN52	29,7	0%	2%	0%	9%	7%	22%	40%	19%
veřovické souvrství	svrchní apt	PIN49	56,6	0%	0%	0%	0%	4%	49%	39%	9%
		PIN42	48,9	0%	0%	0%	0%	1%	75%	18%	5%
		PIN37	43,7	0%	0%	0%	0%	9%	50%	27%	13%
		PIN36	41,7	0%	0%	0%	0%	1%	89%	5%	4%
		PIN32	37,7	0%	1%	1%	1%	2%	46%	37%	13%
		PIN21	28,6	0%	0%	0%	0%	1%	91%	3%	6%
		PIN17	25,5	0%	0%	0%	0%	2%	0%	72%	27%
		PIN14	20	0%	0%	0%	0%	1%	0%	63%	36%
		PIN11	14,3	0%	3%	0%	2%	3%	0%	55%	38%
hradištské souvrství	spodní apt	PIN07	5,1	0%	0%	0%	0%	7%	0%	63%	30%
		PIN04	2,6	0%	0%	0%	0%	2%	0%	80%	18%
	svrchní barrem	L15	-35,2	0%	0%	0%	0%	2%	0%	72%	27%
		L11	-50	0%	0%	0%	0%	24%	20%	35%	21%
		L14	-70	0%	0%	0%	0%	11%	22%	42%	26%
		L13	-130	0%	0%	0%	0%	11%	22%	49%	18%





Obrázek 45. Profil lokality Pindula s naměřenými hodnotami  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  a TOC. 1. pískovec; 2. prachovitý jílovec; 3. tmavý vápnnitý jílovec; 4. vápnnitý jílovec; 5. fosiliferní horizont s výskytem amonitů; 6. pelosiderity.



Obrázek 46. Plošný graf výsledků kvantitativní analýzy distribuce organických facii na profilu Pindula. 1. pískevec; 2. skvrnitý prachovitý jílovec; 3. tmavý prokřemenělý jílovec; 4. šedý jílovec až prachovec; 5. amoniti; 6. pelosiderity; 7. černé zakulacené částice; 8. černé prodloužené částice; 9. hnědé částice; 10. žluté kutikuly; 11. řasy; 12. pylová zrna; 13. spory.



### 7.3 Skalice

Z profilu Skalice bylo odebráno 22 vzorků (tabulka 11, obrázek 47) převážně tmavošedě zbarvených jílovců.

U odebraných vzorků byl určen obsah organického uhlíku (TOC), poměr izotopů C ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) a O ( $\delta^{18}\text{O}$ ) v karbonátech vápnitých jílovců.

Obsah organického uhlíku v jílovcích (TOC, tabulka 11) se pohybuje v rozmezí 0,65 % (SK7) až 5,76 % (SK18). Maxima dosahuje v intervalu (110–120 m profilu), v němž se poprvé objevují polohy pelosideritů a jílovce nebo prachovce nabývají intenzivní tmavě šedé barvy. Litologická změna je velmi náhlá. Vyznačuje se přítomností vrstev jemnozrnných pískovců se sideritovým tmelem, směrem do nadloží se objevují pelosideritové konkrece (RTG difrakce, informace D. Matýsek). Jílovce jsou vápnité (obsah  $\text{CaCO}_3$  se pohybuje v rozsahu 45–55 %; SKUPIEN, 1999).

Změna ve složení izotopů C ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) se pohybuje v rozmezí od 0,43 ‰ (SK18) do 0,75 ‰ (SL0), pouze v intervalu nad záznamem zvýšeného obsahu TOC poměr stoupá až k hodnotě 1,81 ‰ (SK19) (obrázek 47). Obdobný záznam je znám např. z argentinské pánve Neuquén ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , AGUIRRE-URRETA et al., 2008), z pieninského bradlového pásma Západních Karpat (MICHALÍK et al., 1995). V těchto oblastech je obdobný event zaznamenán ve vápencových sedimentech bez přítomnosti tmavě zbarvených sedimentů charakteristických pro anoxické eventy (OAE), tak jak je známe z aptu (OAE1) anebo hraničního intervalu cenoman/turon (OAE2). Dokumentovaný event se na vybraných profilech objevuje ve spodní části svrchního valanginu, a to v amonitové zóně **Verrucosum**. Z hlediska klimatického je spojován s nástupem klimatu skleníkového typu a s postupným zánikem karbonátových platform.

Ve stejném intervalu se mění poměr izotopů O ( $\delta^{18}\text{O}$ ), a to z hodnot v rozmezí -4,3 ‰ (SK16) až -5,1 ‰ (SL3) k výrazně negativním hodnotám -5,91 ‰ (SL0) (obrázek 47). Tato změna může odrážet změny ve složení (salinity) vody anebo růst teploty.

Z profilu **Skalice** bylo 45 odebraných vzorků podrobena kvantitativní analýze složení společenstev palynomorf. Oproti předchozím profilům nebylo sledováno složení celých organických facií, ale pouze obsah palynomorf, tj. řas, cyst dinoflagelát, akritarch, výstelek foraminifer, spor a pylových zrn.

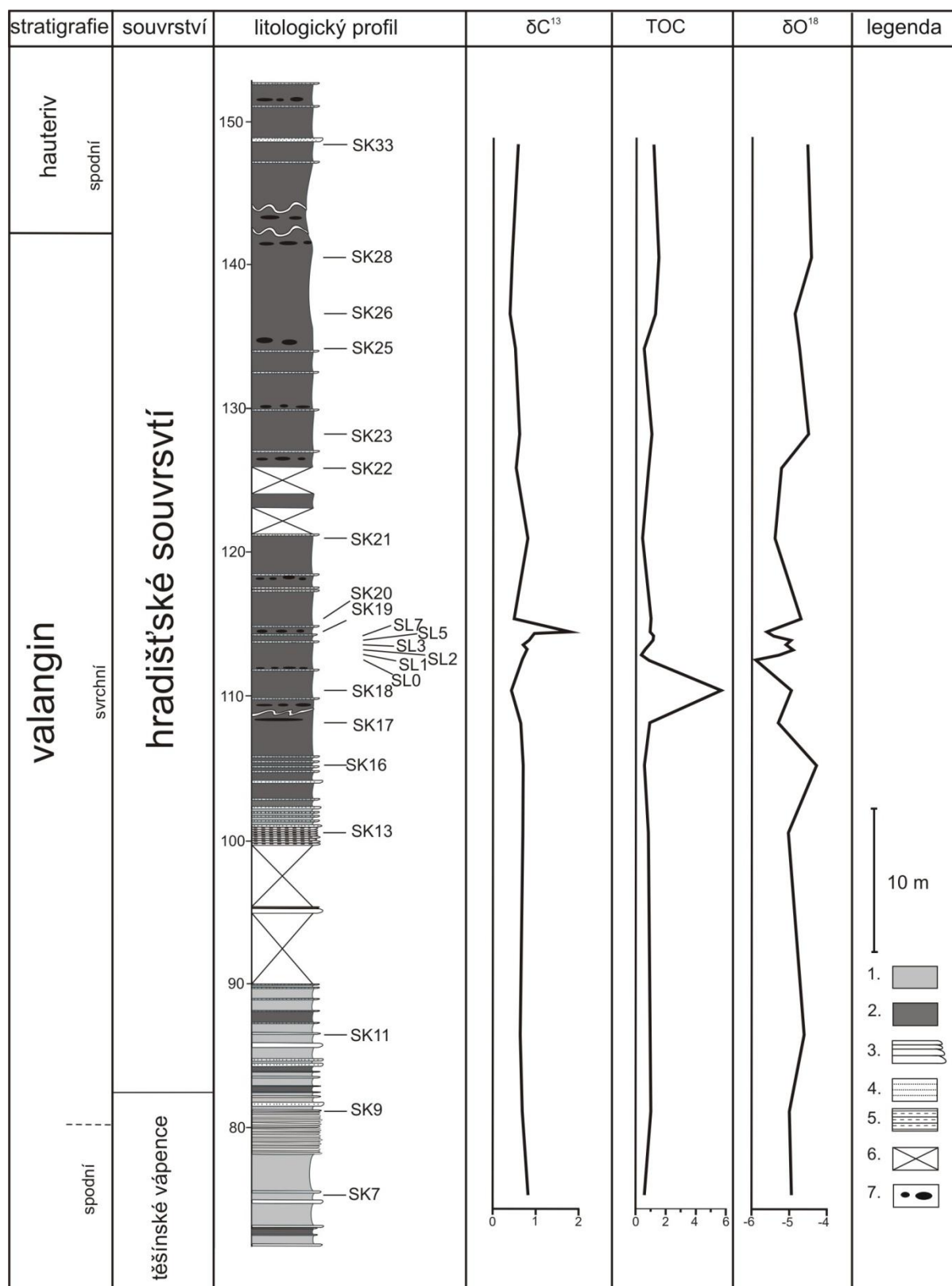
Podle mikroskopického studia palynofacií, jílovce obsahují dva typy organické hmoty - mořskou (především dinoflageláta a řasy) a terestrickou (organický detrit, bisakální pylová

zrna). Ve vzorcích převažuje mořská organická hmota nad terestrickou. Organická hmota je zčásti oxidovaná, přičemž stupeň oxidace je poměrně vyšší v jílovcích těšínských vápenců. Zde jsou cysty dinoflagelát špatně určitelné a mnohdy silně korodované.

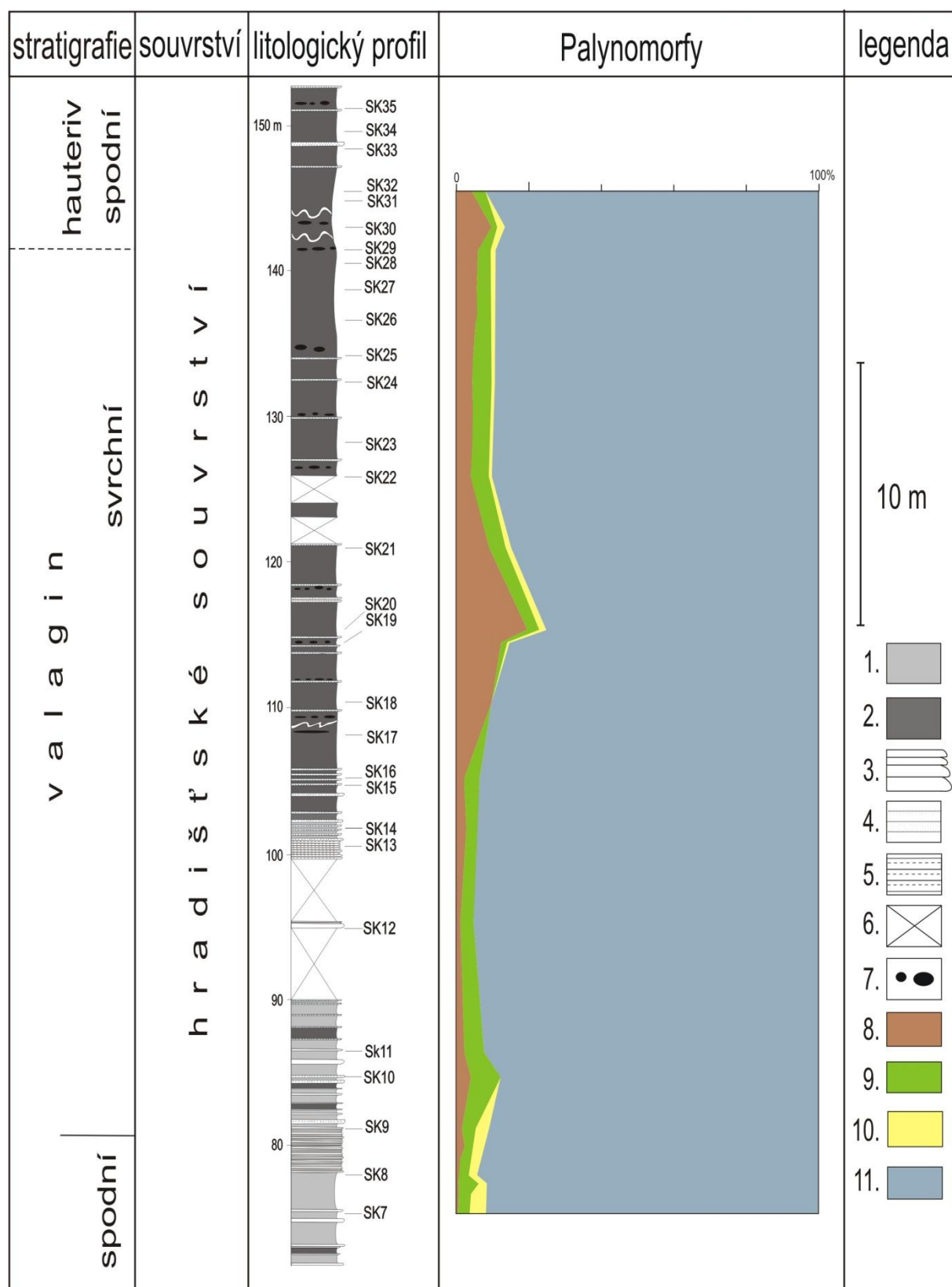
Obsah palynomorf je ve spodní části profilu (v šedých vápnitých jílovcích a prachovcích) poměrně nízký. Na hranici spodního a svrchního valanginu sice obsah bisakálních pylových zrn mírně stoupá, nicméně tato změna není tak výrazná, aby o ní bylo uvažováno jako o změně velkého významu. Jediná výrazná změna je sledovatelná u podílu spor a pylových zrn, jejichž obsah směrem do nadloží v hradišťském souvrství (obrázek 48) stoupá. Lze to přisuzovat zvýšenému přínosu terestrického materiálu. Na stejném úseku profilu je možno sledovat změnu na křivkách obsahu TOC a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . Tato změna byla pravděpodobně vyvolána zvýšeným přínosem terestrické organické hmoty. Korespondence maxim křivek TOC,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  a změn obsahu palynomorf v hradišťském souvrství svrchně valanginského stáří může poukazovat na přítomnost **svrchně valanginského anoxického eventu**. Je otázkou, zda nástup sedimentace tmavě zbarvených jílovců hradišťského souvrství souvisí s klimatickou změnou. Z analýzy organického materiálu je možno pozorovat pouze nepatrný vzestup podílu terestrického materiálu. Podle  $\delta^{18}\text{O}$  je možno předpokládat teplejší interval na počátku sedimentace tmavých jílovců. Je nutno podotknout, že analýza dinoflagelát tuto myšlenku podporuje. Zatímco v berriasu a spodním valanginu lokality Skalice byl pozorován výskyt boreálních (chladnomilných) typů dinoflagelát, ve svrchním valanginu se objevují pouze ojediněle (SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2011).

Tabulka 11. Obsah organického uhlíku, poměry izotopů uhlíku a kyslíku ve vápnitých jílovcích profilu Skalice

souvrvství	stratigrafie	název vzorku	metráž	TOC	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	$\delta^{18}\text{O}$
			[m]	[%]	[‰] PDB	[‰] PDB
hradišské souvrství	hauteriv	SK33	149	1,134	0,58	-4,49
	valangin	SK28	141	1,623	0,48	-4,4
		SK26	137	1,42	0,43	-4,84
		SK25	135,5	0,7	0,52	-4,75
		SK23	128,6	1,091	0,64	-4,51
		SK22	126	0,817	0,57	-5,23
		SK21	121,3	0,47	0,8	-5,39
		SK20	115,3	1,104	0,51	-4,69
		SK19	114,6	1	1,81	-5,63
		SL7	114	1,28	0,91	-5,42
		SL5	113,6	1,24	0,83	-4,96
		SL3	113,3	0,91	0,75	-5,1
		SL2	113	0,71	0,81	-4,89
		SL1	112,6	0,41	0,78	-5,29
		SL0	112,3	0,93	0,75	-5,91
		SK18	110,6	5,76	0,43	-4,94
		SK17	108	0,949	0,64	-5,36
		SK16	105,3	0,659	0,72	-4,31
		SK13	100,6	0,85	0,74	-5,01
		SK11	86,6	0,93	0,62	-4,83
		těš. váp.	SK9	81,3	1,1	0,64
SK7	75,3		0,65	0,81	-4,93	



Obrázek 47. Profil Skalice s křivkami TOC,  $\delta^{13}C_{org}$ ,  $\delta^{18}O$  (SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2011). 1. šedé vápnité jílovce a prachovce; 2. tmavě šedé vápnité a nevápnité jílovce a prachovce; 3. vápence; 4. pískovce; 5. slinité prachovce; 6. přerušení profilu; 7. pelosiderity.



Obrázek 48. Plošný graf výsledků kvantitativní analýzy distribuce palynomorf na profilu Skalice (SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2011). 1. šedé vápnité jílovce a prachovce; 2. tmavě šedé vápnité a nevápnité jílovce a prachovce; 3. vápence; 4. pískovce; 5. slinité prachovce; 6. přerušení profilu; 7. pelosiderity; 8. spory a pylová zrna (bez bisakálních); 9. bisakální pylová zrna; 10. výstelky foraminifer; 11. cysty dinoflagelát .

## 7.4 Němetice

Stejně jako u předchozích profilů byl zkoumán obsah celkového organického uhlíku (TOC), poměr izotopů C ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) a O ( $\delta^{18}\text{O}$ ) ve světle šedých až červenošedých vápnatých jílovcích (tabulka 12). Obsah  $\text{CaCO}_3$  se pohybuje v rozmezí 40–45 %.

Obsah celkového organického uhlíku se v rámci profilu pohybuje v rozmezí 0,13 až 1,36 % (tabulka 14, obrázek 45). Maximální hodnota TOC odpovídá poloze tmavě šedého prachovce němetického souvrství (NemB = 1,36 %) spodního turonu. Podle mikroskopického studia palynofacií tmavě šedé prachovce obsahují černé angulární částice a velké množství sporomorf (až 50 % bisakálních pylových zrn). Lze předpokládat, že odrážejí zvýšený splach terestrického materiálu. Tomu odpovídá vysoký podíl mělkomořských dinoflagelát. V porovnání s godulským (pánevním) vývojem slezské jednotky jsou obsahy TOC nízké (viz profil Bystrý potok). Minimální hodnotě TOC odpovídá poloha vápnatého červenošedého jílovce opět ve spodním turonu (NemE).

Změna ve složení izotopů C ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) se pohybuje v rozmezí od 0,16 do 2,44 ‰. Nejvyšších hodnot dosahuje poměr  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  v jasenickém souvrství (Nem1), které dle dřívějších mikropaleontologických poznatků náleží cenomanu (SKUPIEN et al., 2009).

Maximum (2,44 ‰) bylo naměřeno ve vzorku Nem1, který byl odebrán na bázi profilu (0 m). Naopak minimální hodnota (0,16 ‰)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  byla naměřena na vzorku NemE ze středu profilu (vzorek byl odebrán v 10,4 m).

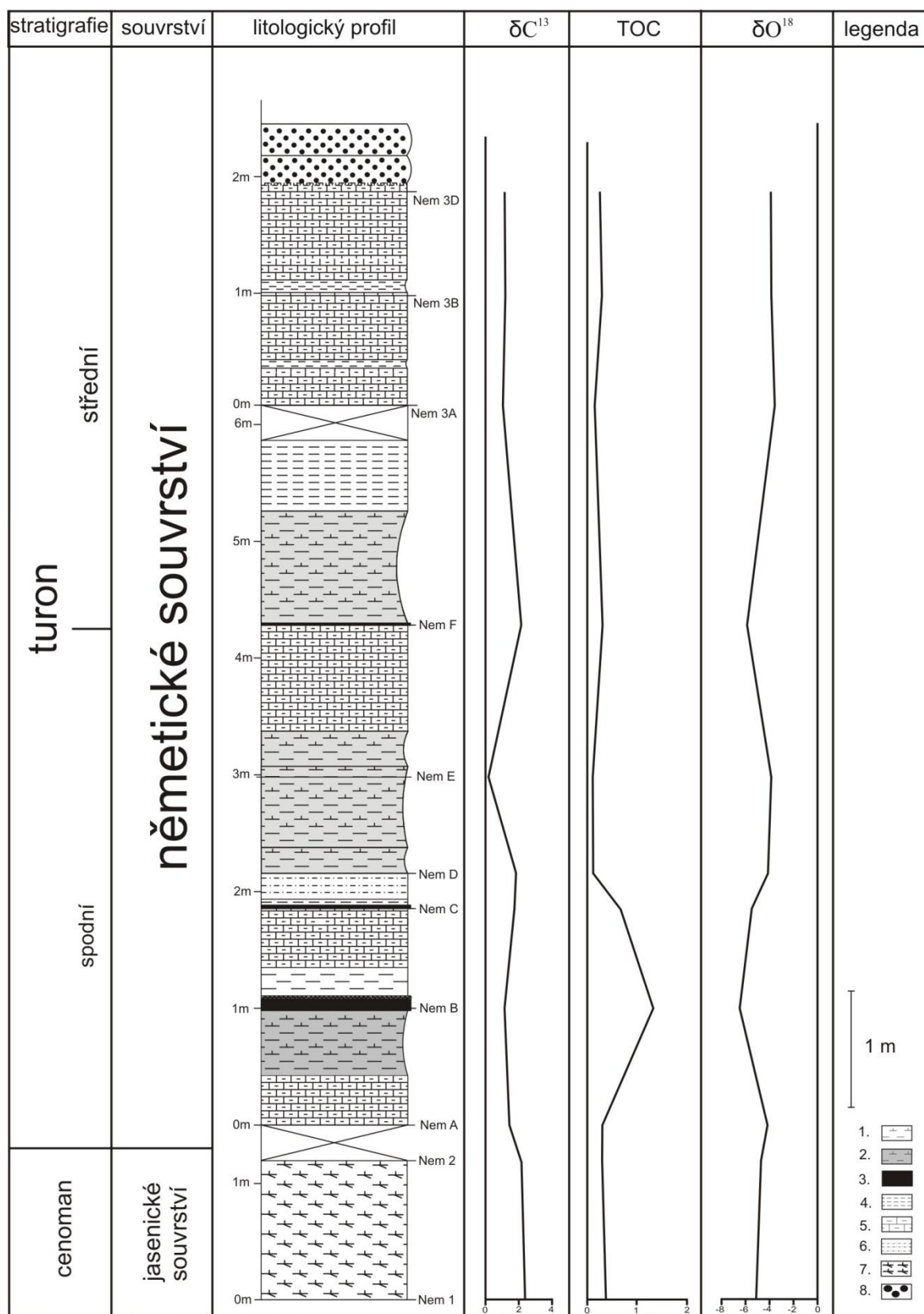
Interval hranice cenoman/turon je charakterizován pozitivním posunem  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . Geochemická analýza může být vodítkem k přesnějšímu určení hranice cenoman/turon. V našem případě je tedy možno hraniční interval cenoman/turon předpokládat na úrovni vzorku Nem1, kde obsah  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  dosáhl své maximální hodnoty. Celkovým nedostatkem uvedeného předpokladu je absence souvislého profilu poskytující údaje jak směrem do podloží, tak rovněž přechodu jasenického souvrství do němetického souvrství.

Tabulka 12. Obsah organického uhlíku a poměr izotopů uhlíku a kyslíku ve vápnitých jílovcích a slínovcích profilu Němetice.

souvrství	stratigrafie	název vzorku	metráž [m]	TOC [%]	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ [‰] PDB	$\delta^{18}\text{O}$ [‰] PDB
němetické souvrství	turon	NEM3D	1,9	-	1,17	-3,91
		NEM3B	1	0,302	1,26	-3,88
		NEM3A	0	0,188	1,15	-3,56
		NEMF	4,3	0,338	2,23	-5,9
		NEME	2,96	0,13	0,16	-3,96
		NEMD	2,24	0,135	1,81	-4,27
		NEMC	1,87	0,68	1,81	-5,57
		NEMB	1,03	1,36	1,23	-6,53
		NEMA	0,12	0,315	1,65	-4,23
jasenické souv.	cenoman	NEM2	1,2	0,323	2,2	-4,7
		NEM1	0	0,421	2,44	-5,04

Poměr izotopů O ( $\delta^{18}\text{O}$ ) se mění v rozmezí hodnot -3,56 až -6,53 ‰. Tyto změny mohou odrážet změny ve složení (salinity) vody anebo růst teploty. Maximální hodnota poměrů izotopů  $\delta^{18}\text{O}$  (-3,56 ‰) byla naměřena na vzorku Nem3B, který byl odebrán v 1. metru třetího profilu. Tedy ze svrchní části celkového zkoumaného úseku. Minimální hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  (-6,53 ‰) byla naměřena na vzorku NemB, který se nachází ve střední části profilu (5,8 m nad bází).

Je patrné, že záporné hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  jsou vázány na tmavě zbarvené sedimenty a naopak, kladné na pestře (především červeně) zbarvené sedimenty. To by odráželo vznik tmavě zbarvených sedimentů během teplých intervalů a naopak sedimentaci pestrých vrstev během intervalů chladných.



Obrázek 49. Profil Němetice s křivkami obsahu celkového uhlíku,  $\delta^{13}C_{carb}$ ,  $\delta^{18}O$ . 1. zelenošedý vápnitý jílovec, 2. vápnitý červenošedý jílovec, 3. černošedý jílovec, 4. šedý jílovec, 5. šedý slínovec, 6. prachovec, 7. skvrnitě vápnité jílovce, 8. pískovec.



## 7.5 Korelace výsledků studovaných profilů s vybranými profily

Celosvětový charakter jakéhokoliv eventu nebo změny je možno potvrdit jedině dalším ověřováním a porovnáváním s profily z různých lokalit. Každá lokalita má své charakteristické vlastnosti, které se liší v závislosti od charakteru sedimentu a jeho uložení. Charakteru sedimentů odpovídají změny uhlíkové a kyslíkové křivky. WEISSERT (1989), HERRLE et al. (2004) a jiní konstatovali, že poměry izotopů uhlíku, ale především poměry izotopů kyslíku se mohou měnit v závislosti na diagenetických změnách sedimentů.

Při korelaci studovaných profilů a profilů z jiných částí světa byl brán v potaz hlavně trend křivek, nikoliv hodnoty naměřené na jednotlivých profilech. Důvodů bylo více:

- a) jiný diagenetický vývoj;
- b) jiný charakter sedimentů;
- c) různá měření ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ ).

Hodnověrnost korelace výsledků je celkem vysoká.

Na studovaném profilu **Bystrý potok** se předpokládá existence jednoho z největších, nejvýznamnějších a nejlépe zdokumentovaných anoxických eventů na světě.

Pro důkaz projevu tohoto významného eventu na hranici cenomanu s turonem byly vybrány profily (obrázek 50 a 51):

- a) **Vokontský bazén** ve Francii (TAKASHIMA, 2009), na profilu byl měřen  $\text{C}_{\text{carb}}$ ;
- b) Profil **Naiba** na ostrově Sachalin v Rusku (HASEGAWA et al., 2003), kde byl měřen  $\text{C}_{\text{org}}$ ;
- c) **Trunch-Norfolk** a
- d) **Speeton-Severní Yorkshire** z Anglie (JARVIS et al., 2006), zde byly také měřeny  $\text{C}_{\text{org}}$ .

Z prací popisujících oceánský anoxický event na hranici cenoman/turon, byly vybrány dva konkrétní profily **a** a **b**. Pro korelaci oceánského anoxického eventu na hranicích santonu a campanu byly vybrány profily **b** a **c**.

Poslední z vybraných profilů (**d**) byl použit pro korelaci **OAE1d** na hranicích albu s cenomanem.

Prvním vybraným profilem pro korelaci cenomansko/turonského anoxického eventu na profilu Bystrý potok je profil z **vokontského bazénu** v jihovýchodní Francii (TAKASHIMA et al., 2009). Sedimenty tvořící profil vokontského bazénu jsou povětšinou hemipelagické vápence a slínovce. Na hranicích cenomanu s turonem se objevují černé a tmavě šedé slínovce, které naznačují přítomnost **OAE2** na zmíněném profilu (obrázek 50).

TAKASHIMA et al. (2009) studoval sedimenty na obsah  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  a TOC (obrázek 50). Obě křivky vykazují maximální výchylku v tmavošedých až černých vápencích a slínovcích na hranicích cenomanu s turonem. Hodnoty  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  se pohybují v rozmezí 1,47 až 5,19 ‰ (TAKASHIMA et al., 2009). Hodnoty jako takové tedy s hodnotami naměřenými na profilu Bystrý potok nelze srovnávat, ale pozitivní výchylka  $\delta^{13}\text{C}$  se u obou profilů objevuje na hranicích cenoman/turon, tedy na místě s předpokládanou existencí **OAE2**. Trend křivky změn izotopů karbonátového uhlíku je v pozorovaném rozmezí cenoman–turon podobný tj. od trendu nevykazujícího vysoké extrémy v cenomanu k pozitivním výchylkám na hranici cenoman/turon (obrázek 50).

Hodnoty TOC se pohybují v rozmezí od 0,04 do 2,58 % (obrázek 50) (TAKASHIMA et al., 2009). Tyto hodnoty jsou v porovnání s hodnotami naměřenými na profilu Bystrý potok vysoké. Na profilu Bystrý potok se nepodařilo prokázat přítomnost sedimentů se zvýšeným obsahem TOC. Jejich výskyt je uváděn pouze v literatuře (SKOČEK & VALEČKA, 1991), ale bez bližší lokalizace.

Profil z oblasti **Naiba** na ostrově **Sachalin** v Rusku (obrázek 50) byl vybrán pro korelaci cenomansko–turonského anoxického eventu - **OAE2**, a pro korelaci santonsko–campanského eventu. Na profilu **Naiba** HASEGAWA et al. (2003) sledoval obsah terestrického organického uhlíku. Křivka  $\text{C}_{\text{org}}$  na hranici cenomanu s turonem dosahuje minimálních hodnot 0,3 hm. %, naopak křivka  $\delta^{13}\text{C}$  dosahuje na hranicích cenoman/turon maximum -22,7 ‰. Tyto hodnoty jsou vyšší než hodnoty na profilu Bystrý potok. Trendově si křivky v podstatě odpovídají, i když je na škodu, že na profilu **Naiba** není k dispozici podloží cenomanských sedimentů. Nicméně HASEGAWA et al. (2003) ve své práci tento profil koreluje s jinými (Western Interior, USA; Bottaccione Gorge, Itálie; Jižní Anglie; Oyubari a Tappu v Japonsku) a **potvrzuje tak existenci cenomansko/turonského anoxického eventu na profilu Naiba.**

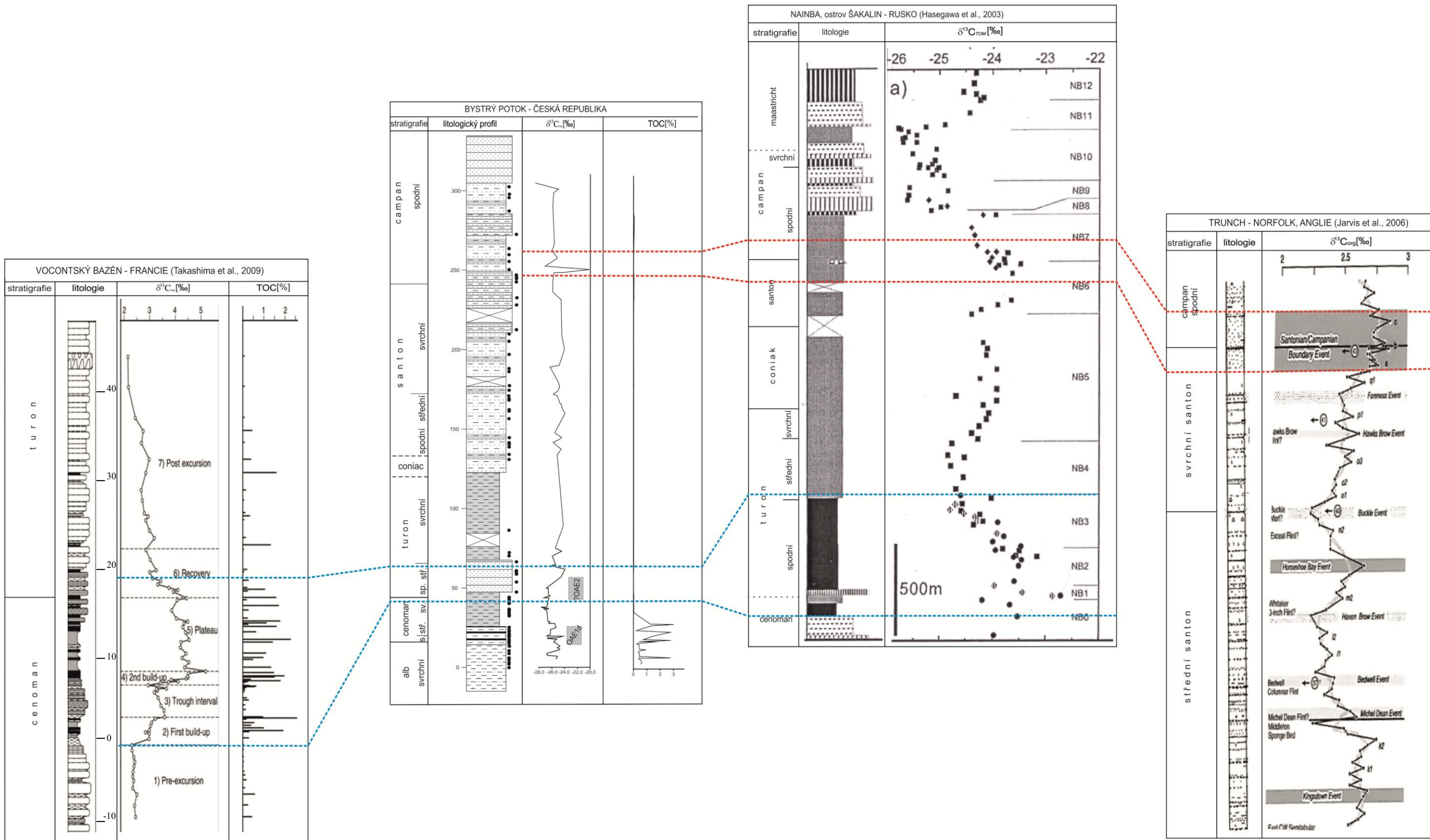
Pro korelaci anoxického eventu na hranici santon/campan je klíčové na fosilie bohaté souvrství tvořené bazálními písčitými jílovci a pískovci. Pozitivní výchylka na hranici santonu a campanu je na profilu provázena i změnou sedimentace. Hrubě lavicový

pískovcovo-jílovcový flyš je vystřídán sedimentací červených a pestrých jílovců.  $\delta^{13}\text{C}$  dosahuje minimálních hodnot  $\delta^{13}\text{C}$  -24,7 ‰. Santonsko-campanský anoxický event se projevuje na grafu v místě, kde dosahuje minimální hodnotu -19,84 ‰ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ). Jak je možné vidět na obrázku, 50 jedná se o celkem viditelnou pozitivní odchylku v jinak monotónním vývoji hodnot  $\delta^{13}\text{C}$ .

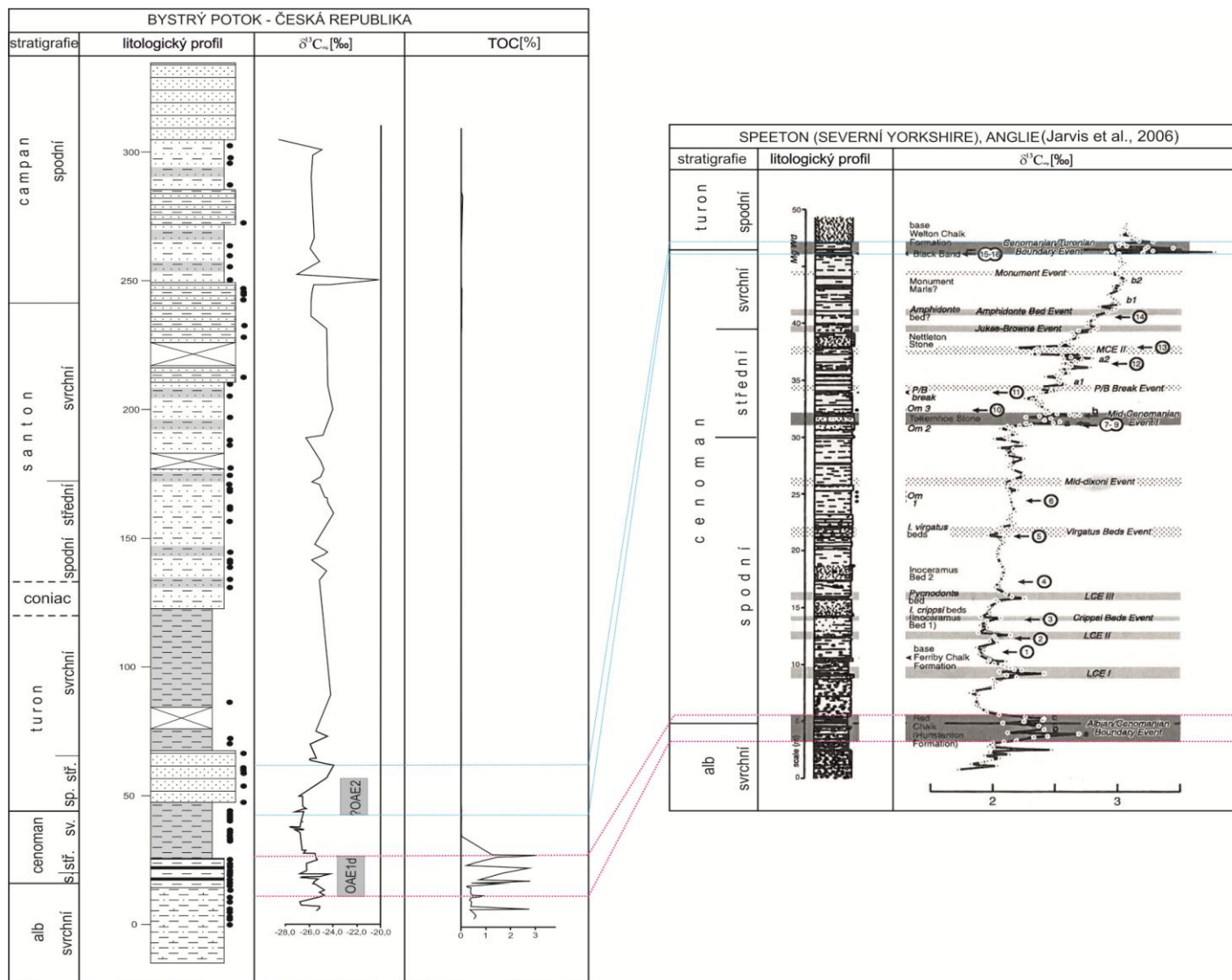
Dalším profilem pro korelaci santonsko/campanského anoxického eventu byl profil **Trunch-Norfolk** z Anglie (JARVIS et al., 2006). Profil tvoří vápence (především křída). Anoxický event na hranicích santon-campan je na všech profilech studovaných v práci JARVIS et al. (2006) charakteristická pozitivní výchylkou na křivce  $\delta^{13}\text{C}$ . Hodnota této pozitivní výchylky se pohybuje kolem +0,3 ‰ s maximální hodnotou 2,9 ‰ (JARVIS et al., 2006). Na profilu je hranice santon/campan tvořená faciemi silicifikované křídý. Na profilu Bystrý potok se santonsko-campanský event projevuje ve flyšových sedimentech. Je ale otázkou, zdali je santonsko-campanský anoxický event na profilu Bystrý potok opravdu projevem změny rychlosti pohřbívání organické hmoty, nebo jenom pozitivní výchylkou způsobenou špatným měřením. Jako důkaz existence anoxického eventu na profilu Bystrý potok je zde korelace s dvěma profily z jiných oblastí a vývoji. Pro chybu měření hovoří evidentní osamělost maxima v jinak velice monotónním trendu nízkých hodnot.

Existence **OAE2** na profilu Bystrý potok je nejasná. Lze na ni usuzovat z hlediska stratigrafické pozice (podle dinoflagelát a foraminifer, SKUPIEN et al., 2009) a na základě korelace křivek  $\delta^{13}\text{C}$ .

Profil **Speeton-Severní Yorkshire** z Anglie (JARVIS et al., 2006), který byl vybrán pro korelaci **OAE1d** tvoří vrstvy červených vápenců. Tento event je v práci JARVIS et al., 2006 charakterizován pozitivní výchylkou na křivce  $\delta^{13}\text{C}$ . Její hodnota se pohybuje kolem hodnoty +0,5 ‰ a její maximální hodnota je 2,7 ‰. Na profilu Bystrý potok se **OAE1d** projevuje v tmavošedých vrstvách jílovců až prachovců. Na křivkách  $\delta^{13}\text{C}$  obou profilů se v místě projevu **OAE1d** vyskytují výrazná maxima (obrázek 51). Obsah organické hmoty na hranici alb/cenoman je poměrně vysoký. V práci JARVIS et al., 2006 se jiné korelace s tímto eventem neuvádějí z důvodu existence hiátu na hranici alb/cenoman. Nicméně, korelace křivek a poměrně vysoký obsah organické hmoty v tmavošedých jílovcích až prachovcích a projev eventu v tmavých vrstvách je dostatečným důkazem pro existenci **OAE1d** na profilu Bystrý potok.



Obrázek 50. Korelace profilu Bystrý potok s profily vokontského bazénu (TAKASHIMA et al., 2009), Naiba na ostrově Sachalin (HASEGAWA et al., 2003) a profilem z anglického Norfolk-Trunch (JARVIS et al., 2006).



Obrázek 51. Korelace profilu Bystrý potok s profilem Speeton (severní Yorkshire) (JARVIS et al., 2006).

Na studovaném profilu **Pindula** se při studiu TOC a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  podařilo identifikovat dva z anoxických „subeventů“ spodně-křídového období, a to konkrétně **OAE1a-Selli event** a **OAE1b-Jacob event**. **OAE1a** svým trváním zasahuje do spodního aptu, a na lokalitě je ho možno identifikovat ve vrstvách tmavých nevápnitých jílovců až prachovců hradištského souvrství.

S ohledem na doloženou stratigrafickou pozici veřovického souvrství a jeho anoxického eventu na profilu pod Pindulí, která odpovídá nejvyššímu aptu, lze uvedený event spojovat s eventy v rámci **OAE1b**. Dle dřívějších palynologických údajů a rovněž výskytu amonitů na profilu **Pindula** lze sledovaný event korelovat s amonitovou zónou **Nolani** (VAŠÍČEK, 1981; SKUPIEN, 1999).

Pro korelaci byly vybrány tři profily:

- a. **kaňon Santa Rosa v Mexiku**, kde byly korelovány jak **OAE1a** tak i **OAE1b** (BRALLOWER et al., 1999);
- b. profil **Rochovica na Slovensku**, kde byl korelovatelný jenom **OAE1a** (MICHALÍK et al., 2008);
- c. a nakonec profil **Djebel Serdj ze s. Afriky** (HELDT et al., 2008), kde byl korelovatelný také jenom **OAE1a**.

Korelace jednotlivých profilů navzájem by měla být důkazem pro tvrzení, že v případě profilu **Pindula** a hodnot naměřených na odebraných vzorcích jde opravdu o zmíněné oceánské anoxické eventy (obrázek 52).

Profil v kaňonu **Santa Rosa** se nachází v severním ohybu mexických Kordilér. Profil poskytuje jak pelagické, tak i hemipelagické uloženiny. Sedimenty barremu až albu jsou bohaté na planktonické foraminifery s velice dobře prokázanou biostratigrafií (BRALLOWER et al., 1999). Vysoké hodnoty TOC se objevují ve spodním (2,5 %) a svrchním (2,5 %) aptu a v nejspodnějším albu (1,4 %) (obrázek 52). V případě obsahu  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  se v profilu projevují 4 výrazné fluktuace. Tyto fluktuace se projevují jako krátkodobé poklesy nárůsty hodnot o 0,5 až 3 ‰. Pozitivní výchylky je možno pozorovat (obrázek 52) v nejspodnějším aptu (-25,9 ‰), svrchním aptu (-22,8 ‰), nejspodnějším albu (-22,9 ‰) a svrchním albu (-23,7 ‰). BRALLOWER et al. (1999) identifikoval existenci **OAE1a** na tomto profilu v místě, kde hodnoty TOC dosahují 2,5 % a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  -25,5 ‰, **OAE1b** byl identifikován v místě kde TOC dosahuje hodnot 1,3 % a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  -26,2 ‰. Tato maxima byla použita pro korelaci s hodnotami

naměřenými na profilu **Pindula**. V tomto případě jsou korelovány hodnoty stejného původu ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ), a jejich hodnoty jsou velice blízké, i když hodnoty z profilu **Santa Rosa** jsou o 1 až 2 ‰ vyšší. Hodnoty TOC jsou na profilu **Santa Rosa** v porovnání s profilem **Pindula** nižší (obrázek 52).

Profil **Rochovica** situovaný v pieninském bradlovém pásmu Západních Karpat, poskytuje sedimentární záznam spodněkřídových pelagických vápenců, známých též jako „majolika“. Sedimentace světlých vápenců zde byla přerušena polohami černých břidlic, které jsou ekvivalentem sedimentů charakterizující **OAE1a** (MICHALÍK et al., 2008). Obsah TOC v koňhorském souvrství dosahuje hodnot 0,05 až 3,23 %. Obsah  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  na profilu **Rochovica** se pohybuje v hodnotách od 1,4–3,9 ‰. **OAE1a** se zde projevuje v místě maxima 3,9 ‰. Pozitivní výchylka hodnot  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  souvisí se zvýšeným obsahem organického materiálu.

Posledním profilem zvoleným pro korelaci s profilem **Pindula** je profil ze severní Afriky-**Djebel Serd** (obrázek 52). Trend a maxima obou křivek jsou pro spodní apt výrazné i u tohoto profilu, jak již bylo zmíněno dříve, hodnoty jsou sice nižší, jejich pozitivní výchylky však ukazují na existenci **OAE1a**. Studovaný profil tvoří jílovce a vápence. Vrstvy, kde se objevuje výchylka ukazující na existenci **OAE1a** jsou zastoupeny bioklastickými vápenci a jílovci.

Obsah TOC ve vzorcích profilu **Djebel Serdj** se pohybuje mezi 0,1 až 1,1 % (obrázek 52). Maximální hodnota TOC 1,1 % je zde definována jako konec **OAE1a** (HELDT et al., 2008). Hodnoty  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  jsou v rozsahu -1,2 až 4 ‰.

Při porovnání křivek  $\delta^{13}\text{C}$  (obrázek 52) jak karbonátového (Rochovica, Djebel Serd) tak i organického původu (Pindula a Santa Rosa) uhlíku, se ve spodním aptu objevuje výrazná pozitivní výchylka odpovídající **OAE1a-Selli Event**.

V případě profilu **Pindula** se pozitivní výchylka (**OAE1a**) na křivce TOC a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  projevila v šedých nevápnitých jílovcích hradišťského souvrství (obrázek 52). Hodnota  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (-23,6 ‰) je zároveň i maximem pro spodní část studovaného profilu, kde byl identifikován **OAE1a**. V případě profilu **Santa Rosa**, kde se **OAE1a** projevuje na křivce TOC a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  s lokálními maximy 2,5 % a -25,5 ‰ ve vápencovém souvrství (BRALLOWER et al., 1999). Hodnoty sice rozdílné jsou, nicméně trend-výrazné lokální maximum je na obou křivkách ve stejné stratigrafické pozici velice markantní (obrázek 52).

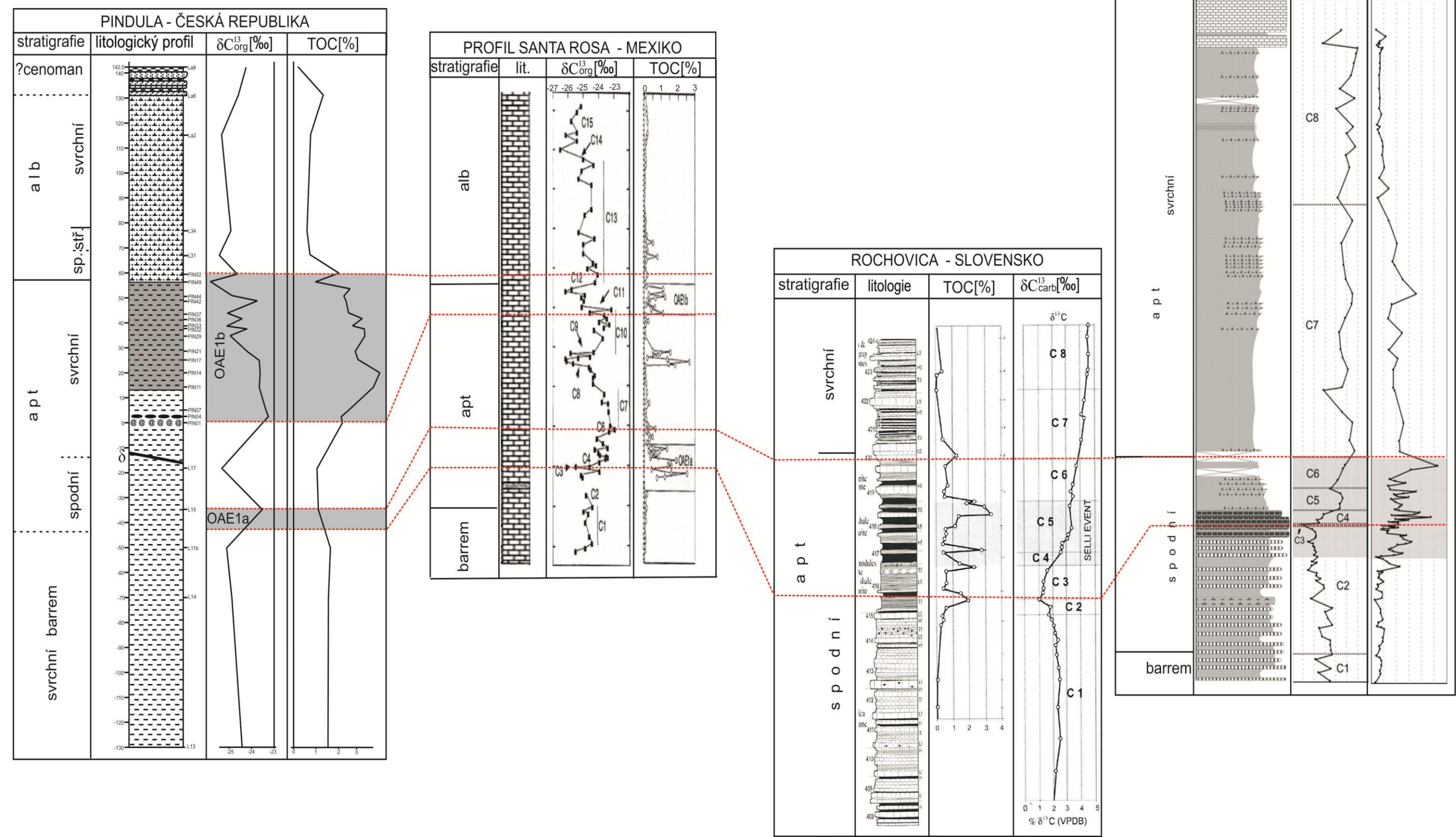
Na křivce  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  z profilu **Rochovica** je pozitivní výchylka ve stoupajícím trendu křivky méně markantní než na předchozích dvou křivkách, nicméně lokální maximum pro je daný

profil evidentní. Hodnota  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  v tomto bodu je 3,3‰. Křivka TOC vykazuje v dané oblasti výrazné maximum související s bohatým obsahem organické hmoty svědčící o anoxickém prostředí.

Jak už bylo řečeno dříve, na profilu **Santa Rosa** byl identifikován také druhý subevent **OAE1b-Jacob Event**, který se projevil i na studovaném profilu Pindula v tmavých nevápnitých jílovcích až prachovcích veřovického souvrství. **OAE1b** se na obou profilech projevuje pozitivní výchylkou na hranicích apt/alb lokálním minimem. Hodnoty TOC jsou v tomto intervalu též zvýšené.

Porovnání všech čtyř profilů vzdálených od sebe několik desítek (profil Rochovica) či desítek tisíc (Santa Rosa, Djebel Serd) kilometrů je potvrzením předpokladu globálnosti charakteru **OAE1a** a **b** také potvrzením jejich existence ve slezské jednotce Západních Karpat na profilu Pindula.





Obrázek 52. Korelace profilu Pindula s profilem Santa Rosa-Mexiko (BRALLOWER et al., 1999), Rochovica-Slovensko (MICHALÍK et al., 2008) a Djebel Serdj-Tunis (HELDT et al., 2008) (C1 – C5 stratigrafie podle BRALLOWER et al., 1999).

V rámci studia izotopů C a O ve slezské jednotce na profilu **Skalice** se podařilo identifikovat přítomnost jednoho z anoxických eventů ve spodní křídě. Podle dřívějších palynologických údajů na profilu Skalice lze sledovaný event korelovat s amonitovou zónou **Verrucosum-Peregrinus**, tak jak je interpretována i na jiných profilech vybraných pro korelaci. Na lokalitě Skalice se valanginský greenhouseový event projevil v tmavošedých vápnitých jílovcích pozitivní výchytkou na křivce  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  a  $\delta^{18}\text{O}$  a naopak negativní výchytkou hodnot TOC. Tento anoxický event zatím nemá žádné oficiální pojmenování.

Pro korelaci profilu (obrázek 51) byly vybrány dvě lokality z ukrajinského poloostrova **Krym** – profil na řece **Kača** (GRÖCKE et al., 2005). GRÖCKE et al. (2005) využili pro korelaci ve své práci karbonátovou křivku  $\delta^{13}\text{C}$  vytvořenou z měření změn izotopů  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  na různých lokalitách: **Val Del Mis, Breggia, Capriolo, Pusiano, Polaveno** (LINI et al., 1992; CHANNEL et al., 1993). Část této souhrnné křivky byla využita i pro korelaci studovaného profilu Skalice.

Profil z Krymského poloostrova složený z dvou částí pocházejících z různých lokalit. První spodně valanginská lokalita pochází z řeky **Kača**, druhá hauterivská část profilu je z jižního úbočí hory **Belaja**. Oba profily jsou reprezentovány uloženinami mělkého moře s bohatými zbytky rostlin, které se zachovaly ve formě zbytků jak hnědého tak i černého uhlí. Spodně valanginský profil tvoří oolitické až prachovité písky (GRÖCKE et al., 2005). Svrchní valangin až spodní hauteriv je také charakteristický klastickou sedimentací, obsahující biotrubidity, mělkomořské prachovcové a jílovcové proplástky (GRÖCKE et al., 2005).

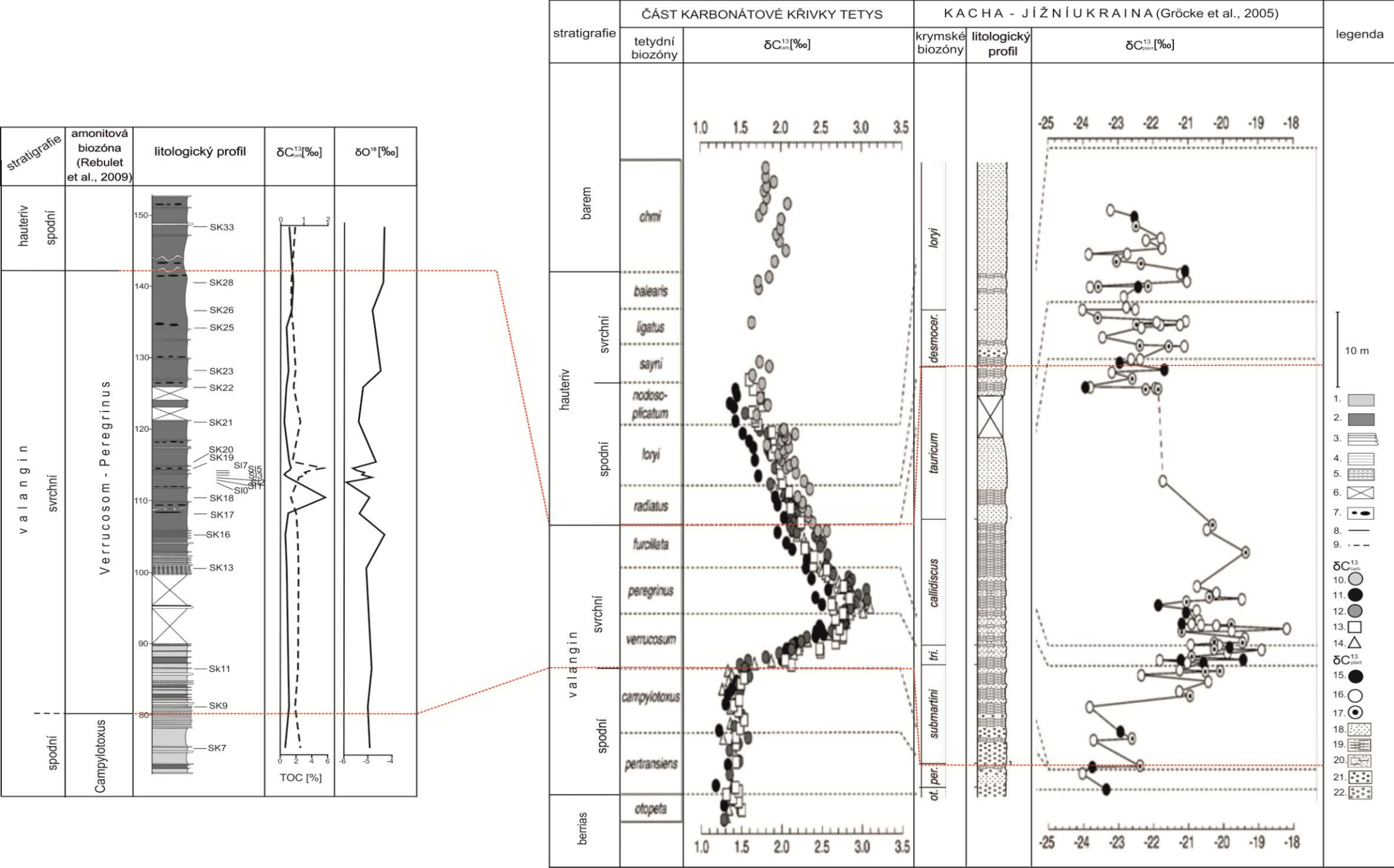
Z profilů byly k dispozici hodnoty organického uhlíku  $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$  měřeného na zuhelnatělých zbytcích rostlin, se kterými byly korelovány hodnoty naměřené na profilu Skalice. Hodnoty  $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$  se pod a nad hranicí amonitových zón **Verrucosum-Peregrinus** pohybují v rozmezí -22 až -24 ‰, ale v rámci ní a nad ní se jejich hodnoty zvyšují na -22 až -20 ‰. I když záznam distribuce  $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$  uhlíku pochází ze suchozemských rostlin (dosud byl znám jenom z mořských karbonátů a mořské organické hmoty), jeho křivka je trendově stejná jako křivka  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  (GRÖCKE et al., 2005). Pozitivní výchytky objevující se na části karbonátové křivky Tethys  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  je pokládána na úroveň hranice amonitových zón **Verrucosum-Peregrinus**. Na obrázku 51 je korelace hranice amonitových zón **Verrucosum-Peregrinus** vyznačena oranžovou čerchovanou čarou.

Pozitivní výchytky projevující se na křivkách v případě profilu **Skalice** odpovídá vrstvám, kde se začínají hojně objevovat pelosiderity, a jak již bylo řečeno, stoupá podíl terestrické hmoty

v sedimentech. Na profilu **Kača** se pozitivní výchylka objevuje v mořských karbonátech, kde se zvyšuje podíl zuhelnatělých zbytků rostlin, což je evidentní i z nárůstu hodnot  $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$ .

Naměřené hodnoty TOC v profilu Skalice se pohybují v rozmezí 0,65–5,76 %. Změna ve složení izotopů C ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ‰) se pohybuje v rozmezí 0,43–0,75 ‰, maximální hodnotou v profilu Skalice je hodnota 1,81 ‰. Hodnoty  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  z části souhrnné karbonátové křivky v oblasti Tehtys se pohybují v rozmezí cca 1,3–3,3 ‰ což je podstatně vyš, než hodnoty naměřené na profilu Skalice. Profil Kača dosahují hodnoty  $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}$  maxim až -18 ‰. Vývoj křivky jako celku je trendově shodný s křivkami  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  na profilu Skalice a části karbonátové křivky Tethys (obrázek 51). Křivka  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  Tethys je přebrána z práce LINI et al. (1992) a CHANNELL et al. (1993) kdy byly využity  $\delta^{13}\text{C}$  data z oblastí Breggia, Capriolo, Polaveno, Pusiano a Val del Mis. Stratigraficky byla křivka rozdělena na základě magnetostratigrafické analýzy, pro každou oblast zvlášť. Biostratigrafická zonace karbonátové křivky Tethys byla přebrána od CHANNELL & ERBA (1995).

Všechny profily vykazují pozitivní výchylku kolem hranice amonitových zón **Verrucosum-Peregrinus**. I když je tato pozitivní výchylka různě výrazná, v závislosti na naměřených hodnotách, lokální maximum je jasným signálem existence **valanginského anoxického eventu**. Korelací profilu Skalice s dalšími profily umožňuje předpokládat existenci středně **valanginského anoxického eventu** i v Západních Karpatech.



Obrázek 53. Korelace profilu Skalice (SKUPIEN & SMARŽOVÁ, 2011) s částí křivky pro Tetys poskládanou z hodnot z různých lokalit (upraveno na základě LINI et al., 1992 a CHANNEL et al., 1993) a profilem na řece Kača na jižní Ukrajině (GRÖCKE et al., 2005). 1. šedé vápnité jílovce a prachovce; 2. tmavě šedé vápnité a nevápnité jílovce a prachovce; 3. vápence; 4. pískovce; 5. slinité prachovce; 6. přerušení profilu; 7. pelosiderity; 8. křivka TOC; 9. křivka  $\delta^{13}C_{carb}$ ; 10. Val Del Mis; 11. Breggia; 12. Capriolo; 13. Pusiano; 14. Polaveno (LINI et al., 1992; CHANNEL et al., 1993); 15. uhlí; 16. hnědé uhlí; 17. dřevěné uhlí; 18. pískovec; 19. břidlice; 20. prachovitý písek; 21. železitý oolitický písek; 22. oolitický písek.



## Závěr

Rozbor obsahu izotopů uhlíku, kyslíku a organické hmoty v sedimentech křídý na profilech Bystrý potok, Pindula, Veřovice, Satina, Kunčice pod Ondřejníkem, Hukvaldy, Lichnov, Skalice a Němetice byla řešena v letech 2007 až 2010. Získané poznatky vycházejí z dvou hlavních postupů: měření poměru izotopu  $\delta C^{13}$  v organické hmotě anebo karbonátech,  $\delta O^{18}$  v karbonátech, sledování celkového obsahu uhlíku a z pozorování zbytků organické hmoty v odebraných vzorcích.

Pokud bychom chtěli shrnout obsah organického uhlíku (TOC) ve slezské jednotce je možno v sedimentech křídý sledovat zvýšené obsahy: v hradišťském souvrství ve svrchním valanginu (až 5,76 %) a ve svrchním aptu (1,93 - 2,72 %); ve veřovickém souvrství v nejvyšším aptu (až 3,73 %); v nejvyšší části lhoteckého souvrství v nejvyšším albu až spodním cenomanu (až 3,59 %).

V rámci studia izotopů C a O v karbonátech na profilu Skalice se podařilo identifikovat přítomnost anoxického eventu v nižší části svrchního valanginu hradišťského souvrství. Podle dřívějších palynologických údajů na profilu Skalice lze sledovaný event korelovat s amonitovou zónou Verrucosum, tak jak je interpretován na jiných profilech. Na studovaném profilu koresponduje s litologickým přechodem od šedých pelitických sedimentů s doprovodnými slínovci a vápenci k sedimentaci s dominantním zastoupením tmavě šedých pelitů s pískovci a pelosiderity.

Vysoké hodnoty TOC a změny  $\delta^{13}C_{org}$  v organické hmotě na profilu pod Pindulí a jeho stratigrafická pozice nasvědčují anoxické události, kterou lze srovnávat s oceánským anoxickým eventem OAE 1. Podle současných poznatků je v rámci vyšší části hradišťského souvrství možno identifikovat událost OAE 1a, která je spojována jen se spodním aptem pod názvem Selli event. S ohledem na doloženou stratigrafickou pozici veřovického souvrství a jeho anoxického eventu na profilu pod Pindulí, která odpovídá nejvyššímu aptu, lze uvedenou událost spojit s událostí v rámci OAE 1b, tedy s událostí pojmenovanou jako Jacob event.

Výrazná změna sedimentace nejvyšší části lhoteckého souvrství (studováno na profilu Bystrý potok) je zřetelná nejen v litologickém záznamu, ale rovněž v záznamu  $\delta^{13}C_{org}$ , který se posouvá do negativních hodnot, poté když dochází k nástupu sedimentace pestře zbarvených jílovců spojených s výrazně prokysličeným prostředím. Křivka  $\delta^{13}C_{org}$  je korelovatelná s křivkami

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  nejen terestrického či mořského původu, ale rovněž s křivkou  $\delta^{13}\text{C}$  karbonátového C. Na profilu Bystrý potok byly korelovány OAE1d, OAE2 a santonsko-campanský event. Ze všech těchto eventů se nejlépe podařilo zdokumentovat existenci eventu OAE1d. Projevuje se v černých břidlicích nejvyšší části lhoteckého souvrství, kde byly naměřeny vysoké obsahy poměru izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  a TOC. Existence OAE2 je nejasná, lze jej předpokládat z hlediska stratigrafické pozice a nepatrně na základě korelace křivek  $\delta^{13}\text{C}$ . Jeho projev je však lokalizován v pestrých nevápnitých jílovcích mazáckého souvrství v daném úseku doprovázených turbidity s šedými jílovcí a pískovci a ne v černých břidlicích, jak se u OAE předpokládá. V případě santonsko-campanského eventu je nutno uvažovat o novém odběru vzorků a novém přeměření obsahu izotopu uhlíku a TOC. Obsah izotopu  $\delta^{13}\text{C}$  zde vykazuje výrazné maximum v poměrně monotónním trendu nízkých hodnot.

V porovnání s charakteristikou mořské sedimentace kolem hranice cenoman/turon, která se vyznačuje přítomností výrazného anoxického eventu (OAE2) s hromaděním organické hmoty, se ve studovaných profilech kelčského vývoje nepodařilo tuto událost jednoznačně prokázat. Především obsahy TOC jsou nízké, chybí zřetelná anoxická sedimentace. Podle změny izotopů  $\delta^{13}\text{C}$  lze předpokládat, že se hraniční interval cenoman/turon nachází v nejvyšší části jasenického souvrství. Toto však v zájmové oblasti neposkytuje souvislý profil.

Výsledky měření a korelace vymezují na vybraných profilech vrstvy s projevy křídových OAE v oblasti vnějších Západních Karpat. Jedním z velkých nedostatků v této oblasti je absence souvislých profilů, na kterých by bylo možno prokázat přítomnost spodně-aptského eventu OAE1a a rovněž přesně identifikovat event na hranici cenoman/turon tj. OAE2.

## Soupis bibliografických citací

- AGUIRRE-URRETA, B. M., PRICE, G. D., RUFFELL, A. H., LAZO, D. G., KALIN, R. M., OGEL, N., RAWSON, P. F. (2008): Southern Hemisphere Early Cretaceous (Valanginian–Early Barremian) carbon and oxygen isotope curve from the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 29, 87–99.
- ARTHUR, M. A., DEAN, W. E., PRATT, L. M., (1988): Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature* 335, 714–717.
- ARTHUR, M. A., JENKYN, H. C., BRUMSACK, H. J., SCHLANGER, S. O. (1990): Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In: GINSBURG, R. N., BEAUDOIN, B. (eds): *Cretaceous Resources Events and Rhythms: Background and Plans for Research*. NATO Science Series C: Mathematical and Physical Sciences 304, 75–119.
- BAERTSCH, P. (1976): Absolute  $^{18}\text{O}$  content of standard mean ocean water. *Earth and Planetary Science Letters* 31, 341–344.
- BAK, K. (2007): Organic-rich and manganese sedimentation during the Cenomanian–Turonian boundary event in the Outer Carpathian basins; a new record from the Skole Nappe, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 256, 21–46.
- BATTEN, D. J. (1996): Palynofacies Chapter 26. In: JANSONIUS, J., MCGREGOR, D. C. (eds). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 3., 1011–1084.
- BERNER, E. K., BERNER, R. A. (1987): *The Global Water Cycle: Geochemistry and Environment*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. N.Y., 397s.
- BERNER, R., A., (1995): Chemical weathering and its effect on atmospheric  $\text{CO}_2$  and climate. In: WHITE, A. F., BRANTLEY, S. L. (eds): *Chemical weathering rates of silicate minerals*. *Reviews in Mineralogy* 31, Mineralogical Society of America, 565–583.
- BOOROVÁ, D., JANSÁ, L., MATÝSEK, D., SKUPIEN, P., VAŠÍČEK, Z. (2008): Příspěvek k litologii křídových souvrství na profilu Bystrý potok u Trojanovic (slezská jednotka, vnější Západní Karpaty, Česká republika). *Acta Musei Moraviae-Scientiae Geologicae* 93, 185–217.
- BRALLOWER, T. J., COBABB, E., CLEMENT, B., SLITER, V. W., OSBURN, CH. L., LONGORIA, J. (1999): The Record of global change in mid-Cretaceous (Barremian–Albian) sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 29, 4, 418–437.
- BRALLOWER, T. J., KELLY, D. C., LECKIE, R. M. (2002): Biotic effects of abrupt Paleocene and Cretaceous climate events. In: BRALLOWER, T. J., PREMOLI SILVA, I., MALONE, M. et al.: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Report*, 198, 29–34.
- BROWN, E., COLLING, A., JAMES, R., PARK, D., PHILLIPS, J., ROTHERY, D., WRIGHT, J. (2007): *Marine biogeochemical cycles*. The Open University, 130s.
- BUBÍK, M., SKUPIEN, P., ŠVÁBENICKÁ, L. (2008): Stratigrafie křídových pestrých oceánských vrstev karpatského flyše na Moravě. *Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku v roce 2007*, 46–52.

- CRAIG, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for massspectrometric analysis for carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12, 133–149.
- (1961): Isotope variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702–1703.
- ČTYROKÝ, P., STRÁNÍK, Z. (1995): Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionálním dělení Západních Karpat. *Věstník Českého geologického ústavu* 70, 3, 67–72.
- DOPITA, M., AUST, J., BRIEDA, J., ČERNÝ, I., DVOŘÁK, P., FIALOVÁ, V., FOLDYNA, J., GRMELA, A., GRYGAR, R., HOCH, I., HONĚK, J., KAŠTOVSKÝ, V., KONEČNÝ P., KOŽUŠNÍKOVÁ, A., KREJČÍ, B., KUMPERA, O., MARTINEC, P., MERENDA, M., MÜLLER, K., NOVOTNÁ, E., PTÁČEK, J., PURKYŇOVÁ, E., ŘEHOŘ, F., STRAKOŠ, Z., TOMIS, L., TOMŠÍK, J., VALTEROVÁ, P., VAŠÍČEK, Z., VENCL, J., ŽÍDKOVÁ, S. : (1997): *Geologie české části hornoslezské pánve*. Ministerstvo životního prostředí České Republiky, 278s.
- ELIÁŠ, M. (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech *Sborník geologických Věd, Řada G*, 18, 7–99.
- (1979): Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part of the Czechoslovak Flysch Carpathians. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 54, 6, 327–339.
- (2002): Rožnovské souvrství-nové formální označení pro podmenilitové souvrství godulského vývoje slezské jednotky (Moravskoslezské Beskydy, Kelčská pahorkatina, Vnější Západní Karpaty). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2001*, 27–28.
- ELIÁŠ, M., SKUPIEN, P., VAŠÍČEK, Z. (2003): Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (vnější Západní Karpaty). *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské-TUO, řada hornicko-geologická, monografie* 8, 7–14.
- ERBA, E., TREMOLADA, F. (2004): Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO<sub>2</sub> and anoxia. *Paleoceanography* 19, 1008–1022.
- ERBA, E., BARTOLIN, A., LARSON, R. L. (2004): The Valanginian „Weissert Oceanic Anoxic Event“. *Geology* 32, 149–152.
- ERCEGOVAC, M., KOSTIĆ, A. (2006): Organic facieses and palynofacies: Nomenclature, classification and applicability for petroleum source rock evaluation. *International Journal of Coal Geology* 68, 70–78.
- FRAKES, L. A., FRANCIS, J. E., SKYTUS, J. I. (1992): *Climatic Modes of the Phanerozoic*. Cambridge university press, 286s.
- GRÖCKE, D. R., PRICE, G. D., ROBINSON, S. A., BARABOSHIN, E. Y., MUTTERLOSE, J., RUFFELL, A. H. (2005): The Upper Valangian (Early Cretaceous) positive carbon-isotope event recorded in terrestrial plants. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 495–509.
- HANZLÍKOVÁ, E., MATĚJKA, A. (1958): O cenomanu od Dubu v podhůří Moravskoslezských Beskyd. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 33, 3, 170–177.
- HANZLÍKOVÁ, E. (1963): Mikrobiostratigrafický výzkum lhotských vrstev. *Zprávy o geologických výzkumech v r. 1962*, 204–207.



- (1966): Die Foraminiferen der Lhoty-Schichten. Časopis Moravského Muzea v Brně, Vědy přírodní 60, 95–132.
  - (1972): Mikropaläontologischse Zoneneinteilung und Stratigraphie der Istebna-Schichten und ihres unmittelbaren Hangenden. Věstník Ústředního ústavu geologického 47, 2, 69–77.
  - (1973): Foraminifera of the variegated Godula Member in Moravia (Cenomanian–Turonian). Sborník Geologických Věd, Ř. P, 15, 119–184.
- HANZLÍKOVÁ, E., ROTH, Z. (1963): Lithofacies, biofacies and sedimentary conditions in the Cretaceous beds of the Flysch Zone in the Czechoslovak Carpathians. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied., 14, 1, 83–108.
- HASEGAWA, T. (2003): Cretaceous terrestrial paleoenvironments of northeastern Asia suggested from carbon isotope stratigraphy: Increased atmospheric CO<sub>2</sub>. Journal Asian Earth Sciences, 21, 849–859.
- HASEGAWA, T., PRATT, L. M., MAEDA, H., SHIGETA, Y., OKAMOTO, T., KASE, T., UEMURA, K. (2003): Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin, Russian Far East: a proxy for the isotopic composition of paleoatmospheric CO<sub>2</sub>. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 1, 97–115.
- HELDT, M., BACHMAN, M., LEHMAN, J. (2008): Microfacies, biostratigraphy, and geochemistry of the hemipelagic Barremian–Aptian in north-central Tunisia: Influence of the OAE1a on the southern Tethys margin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 261, 246–260.
- HENRICH, S. M., REEBURG, W. S. (1987): Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter. Rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy. Geochimica et Cosmochimica Acta. 51, 1–15.
- HERRLE, J. O., KÖBLER, P., FRIEDRICH, O., ERLÉNKEUSER, H., HEMLEBEN, CH. (2004): High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Maygan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. Earth and Planetary Science Letters 218, 149–161.
- HERRLE, J. O., KÖBLER, P., BOLLMANN, J. (2010): Palaeoceanographic differences of early Late Aptian black shale events in the Vocontian Basin (SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 297, 367–376.
- HLADÍKOVÁ, J. (1988): Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků. Univerzita J. E. Purkyně, 96s.
- HOEFS, J. (2009): Stable Isotope Geochemistry. Springer, 285s.
- HOLSER, W. T., SCHIDLOWSKI, M., MACKENZIE, F. T., MAYNARD, J. N. (1988): Geochemical cycle of carbon and sulfur, In: GREGOR, C. B., M. GARRELS, R., MACKENZIE, F. T., MAYNARD J. B. (eds.): Chemical Cycle in the Evolution of the Earth. John Wiley and Sons, 105–173.
- HOUŠA, V. (1976): Spodněkřídové formace doprovázející tělesa tithonských vápenců u Štramberka. Časopis Slezského Muzea, Vědy přírodní, Série A, 25, 63–85, 119–131.
- (1978): Kalpionely štramberského tithonu a spodní křídý. Zemní Plyn Nafta, 23, 4a, 525–531.

- HOUŠA, V. (1983): Stratigrafické poměry v tělesech štramberského vápence a geneticky s ním těsně svázaných křídových hornin v okolí Štramberka. In: Menčík et al., Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Ústřední Ústav Geologický, 52–61.
- HOUŠA, V., VAŠÍČEK, Z. (1996): Spodnokřídoví amoniti obalových formací štramberských vápencových těles. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1995, 95–96.
- CHANNEL, J. E. T., ERBA, E., LINI, A. (1993): Magnetostraphic calibration of the Late Valanginian carbon isotope event in pelagic limestones from Northern Italy and Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters* 118, 145–166.
- CHANNEL, J. E. T., ERBA, E. (1995): Early Cretaceous polarity chrons CM0 and CM1 recorded in northern Italian land section near Brescia. *Earth and Planetary Science Letters* 108, 161–179.
- CHLUPÁČ, I., BRZOBHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia, 436s.
- IMMENHAUSER, A., SCOTT, R. W. (1999): Global correlation of middle Cretaceous sea-level events. *Geology* 27, 551–554.
- JARVIS, I., GALE, A. S., JENKINS, H. C., PEARCE, M. A. (2006): Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes. *Geological Magazine* 143, 561–608.
- JIANG, S., JANSÁ, L., SKUPIEN, P., YANG, J., VAŠÍČEK, Z., HU, X., ZHAO, K. (2009): Geochemistry of intercalated red and gray pelagic shales from the Mazak Formation of Cenomanian age in Czech Republic. *Episodes* 32, 1, 3–12.
- KAUFFMAN, E. G. (1986): High-resolution event stratigraphy: regional and global Cretaceous bio-events. In: WALLISER, O. H. (ed) *Global Bioevents. Lecture notes in Earth History*, 8; Springer-Verlag, 279 – 335.
- KAUFFMAN, E. G., HART, M. B. (1995): Cretaceous bio-events. In: Walliser, H. (ed) *Global event and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer-Verlag, 285–312
- KOVÁČ, M., MICHALÍK, J., PLAŠIENKA, D., MAŤO, Ľ. (1993): *Alpínsky vývoj Západných Karpát*, Masarykova Univerzita, 96s.
- KRATOCHVÍLOVÁ, L., DOLEJŠOVÁ, M., SKUPIEN, P., VAŠÍČEK, Z. (2003): Obsahy organického uhlíku v nejvyšší části hradišského souvrství a ve veřovickém souvrství (svrchní apt, vnější Západní Karpaty, Česká republika). *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské-TUO, Řada hornícko-geologická, monografie* 8, 53–64.
- KUMP, L. R., ARHUR, M. A. (1999): Interpreting carbon-isotope excursions: carbonate and organic matter. *Chemical Geology* 161, 181–198.
- LAMOLDA, A. M., PAUL, CH. R. C. (2007): Carbon and oxygen stable isotopes across the Coniacian/Santonian boundary at Olazagutia, northern Spain. *Cretaceous Research* 28, 37–45.
- LECKIE, R. M., BRALOWER, T. J., CASHMAN, R. (2002): Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17, 3, 1–29.
- LINI, A., WEISERT, H., ERBA, E. (1992): The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova* 4, 374–384.

- LINTNEROVÁ, O. (2001): Využitie stabilných izotopov uhlíka a kyslíka v analýze mezozoických karbonátových súvrství. *Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, Katedra ložiskovej geológie*, 75s.
- MATĚJKA, A., ROTH, Z. (1949): Předběžné poznámky ke geologii Moravskoslezských Beskyd. *Sborník Státního geologického ústavu ČSR*, 16, 293–328.
- MAYERS, P. A., BERNASCONI, S. M., FORSTER, A. (2006): Origins and accumulation of organic matter in expanded Albian to Santonian black shale sequences on the Demerara Rise, South American margin. *Advances in Organic Geochemistry 2005-Proceedings of the 22nd International Meeting on Organic Geochemistry* 37(12), 1816–1830.
- Mc CREA, J. M. (1950): On the isotopic chemisrmy of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* 18, 849–857.
- MENČÍK, E., ADAMOVÁ, M., DVOŘÁK, J., DUDEK, A., JETEL, J., JURKOVÁ, A., HANZLÍKOVÁ, E., HOUŠA, V., PESLOVÁ, H., RYBÁŘOVÁ, L., ŠMÍD, B., ŠEBESTA, J., TYRÁČEK, J., VAŠÍČEK, Z. (1983): *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*. Ústřední Ústav Geologický, Praha, 304s.
- MICHALÍK, M., REHÁKOVÁ, D., HLADÍKOVÁ, J., LINTNEROVÁ, O. (1995): Lithological and biological indicators of orbital changes in Tithonian and Lower Cretaceous sequences, Western Carpathians, Slovakia. *Geologica Carpathica* 46, 3, 161–174.
- MICHALÍK, J., SOTÁK, J., LINTNEROVÁ, O., HALÁSOVÁ, E., BAK, M., SKUPIEN, P., BOOROVÁ, D. (2008): The stratigraphic and paleoenvironmental setting of Aptian OAE black shale deposits in the Pieniny Klippen Belt, Slovak Western Carpathians. *Cretaceous Research*, 29, 871–892.
- MORROW, J. R., SCHINDLER, E., WALLISER, O. (1995): Phanerozoic development of selected global envirometal factors. In: WALISER, O. H (ed): *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanareozoic*. Springer, 53–61.
- NIER, A. O. (1950): A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Physical Review* 77, 789–793.
- PRATT, L. M. (1985): Isotopic studies of organic matter and carbonate in rocks of the Greenhorn marine cycle. In: PRATT, L. M., KAUFFMAN, E. G., ZELT, F. B. (eds): *Fine-Grained Paleontologist and Mineralogists Field Trip Guidebook, SEPM*, 38–48.
- ROTH, Z. (1980): Die Strukturfazies de Äusseren Karpaten in Mähren und Klassifizierung Iber Hüllendecken nach dem tektonischen Stil. *Věstník ústředního ústa geo.*, 46, 233–236.
- ROTH, Z. (1962): *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-34-XIX Ostrava*, Goefond Praha.
- SALTZMAN, M. R., RIPPERDA, R. L., BRASIER, M. D., LOHMANN, K. C., ROBINSON, R. A., CHANG, W. T., PENG, S., ERGALIEV E. K., RUNNEGAR, B. (2000): A global carbon isotope excursion (SPICE) during the Late Cambrian: relation to trilobite extinction, organic matter burial and sea level. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology* 162, 211–223.
- SCHLANGER, S. O., JENKINS, H. C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55, 179–184.

- SCHLANGER, S. O. (1986): High-frequency sea-level fluctuations in Cretaceous time: an emerging geophysical problem. In: HSU, K. J. (eds): *Mesozoic and Cenozoic Oceans*. American Geophysical Union, *Geodynamics Series* 15, 61–74.
- SCHOLLE, P. A., ARTHUR, M. A. (1980): Carbon isotope fluctuation in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin* 64, 67–87.
- SKOČEK, V., VALEČKA, J. (1991): Litoeventy v křídě Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. *Časopis mineralogie a geologie* 36, 17–28.
- SKUPIEN, P. (1997): Inventory of Barremian–Albian dinoflagellate cysts of Silesian Unit in the Outer Western Carpathians (Czech Republic). *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské-TUO, Řada hornicko-geologická, speciální číslo*, 34–42.
- (1999): Nevápnitá dinoflageláty spodnokřídových uloženin slezské jednotky. *Disertační práce, Vysoká škola báňská- TUO*, 199 s.
  - (2003): Souhrn palynologických výsledků z výzkumu nižší části slezské jednotky (česká úsek vnějších Západních Karpat). *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské TUO, Řada hornicko-geologická*, 8, 107–116.
  - (2004): Příspěvek ke stratigrafii spodnokřídových sedimentů slezské jednotky. *Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku v roce 2003*, 33–35.
  - (2006): Obsahy organického uhlíku a palynofacií spodní křídý slezské jednotky. *Zprávy o geologických výzkumech. v roce 2005*, 48–52.
- SKUPIEN, P., BUBÍK, M., ŠVÁBENICKÁ, L., MIKULÁŠ, R., VAŠÍČEK, Z., MATÝSEK, D. (2009): Cretaceous Oceanic Red Beds in the Outer Western Carpathians, Czech Republic. In HU, X., WANG, C., SCOTT, R., WAGREICH, M., JANSÁ, L. (eds): *Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleoceanographic and Paleoclimatic Significance*, 99–109.
- SKUPIEN, P., BUBÍK, M., BOOROVÁ, D., ŠVÁBENICKÁ, L. (2007): Nová biostratigrafická data z kelčského vývoje slezské jednotky. 8. Paleontologická konference, *zborník abstraktov, ŠGÚDŠ Bratislava*, 84–85.
- SKUPIEN, P., SMARŽOVÁ, A. (2008): Valanginský anoxický event ve slezské jednotce doložený podle stabilních izotopů uhlíku. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2008*, 27–29.
- (2009): Izotopy uhlíku v organické hmotě svrchnokřídových sedimentů slezské jednotky. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 14, 75–77.
  - (2011): Palynological and geochemical response to environmental changes in the Lower Cretaceous in the Outer Western Carpathians; a record from the Silesian unit, Czech Republic. *Cretaceous Research* 32, 538–551.
- SKUPIEN, P., VAŠÍČEK, Z. (2000): Zpráva o výzkumu spodní křídý ve Slezské jednotce v roce 2000 (vnější Západní Karpaty). *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské-TUO, Řada hornicko-geologická*, 47, 94–104.
- (2003): Litostratigrafické a biostratigrafické poznatky z profilu Bystrý potok u Frenštátu pod Radhoštěm (svrchní křída, slezská jednotky, Vnější Západní Karpaty). *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské-TUO. Řada hornicko-geologická*, 49, monografie 8, 65–93.

- SMARŽOVÁ, A., SKUPIEN, P., BUBÍK, M. (2009): Izotopy uhlíku a kyslíku vápnitých sedimentů kelčského vývoje slezské jednotky. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, XVI, 78–80.
- STANLEY, S. M. (2008): *Earth System History*, W. Freeman and Company, 221–244.
- STRÁNÍK, Z., MENČÍK, E., ELIÁŠ, M., ADÁMEK, J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. In PRÍCHYSTAL, A., OBSTOVÁ, V., SUK, M. (eds). *Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. dr. K. Zapletala*, 107–122.
- STRASSER, A., CARON, M., GJERMENI, M., (2001): The Aptian, Albian and Cenomanian of Roter Sattel, Romandes Prealp, Switzerland: a high-resolution rekord of oceanographic changes. *Cretaceous Research* 22, 173–199.
- TAKASHIMA, R., NISHI, H., HAYASHI, K., OKADA, H., KAWAHATA, H., YAMANAKA, T., FERNANDO, G., A., MAMPUKU, M. (2009): Litho-, bio- and geochemostratigraphy across the Cenomanian/Turonian boundary (OAE2) in the Vocontian Basin of southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 273, 61–74.
- VASÍČEK, Z. (1969): Zpráva o výsledcích paleontologických výzkumů ve spodní křídě západní části slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydách. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, Řada hornicko-geologická*, 15, 3, 121–143.
- (1972): Ammonoidea of the Lower Těšín Formation (Upper Jurassic) in the Třinec district. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, Řada hornicko-geologická*, 17, 2, 97–107.
  - (1975): Biostratigrafie mesozoika slezské jednotky na severovýchodní Moravě (závěrečná zpráva výzk. úkolu C-52-347-001-05/02)-Manuskript VŠB Ostrava.
  - (1977): Hukvaldy-die neue makrofanistische Lokalität der Schlesischen Einheit (Hauterive). *Časopis Slezského Muzea, Ser. A*, 26, 129–136.
  - (1979): Die Cephalopodenfauna der schlesischen Unterkreide und ihre paläogeographische Bedeutung. *Aspekte der Kreide Europas, IUGS, Ser. A*, 6, 323–334.
  - (1980): Biostratigraphie des Mesozoikums der Schlesischen Einheit in Nordost-Mähren. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, Řada hornicko-geologická*, 24, 1, 1–28.
  - (1981): Die Clansay Ammoniten der höchsten Hradiště-Schichten. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, Řada hornicko-geologická*, 25 (1979), 2, 19–33.
  - (2009): K současnému stavu poznání barremsko-aptských amonitů z godulské facie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech (vnější Západní Karpaty, Česká republika). *Acta Musei Beskidensis*, 1, 59–78.
- VASÍČEK, Z., SKUPIEN, P., ŠULGAN, F.: (2004): New occurrence of Lower Cretaceous ammonites in the western part of Silesian Unit (Barremian–early Aptian, Outer Western Carpathians, Czech Republic). *Journal of the Czech Geological Society* 49, 1–2, 41–56.
- WALISER, O. H. (1995): *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, Heidelberg, 333s.

WEISSERT, H. (1989): C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous. *Surv. in Geophysics*, 10, 1–61.

WEISSERT, H., LINI, A. (1991): Ice Age interludes during the time of Cretaceous Greenhouse Climate? In: MÜLLER, D. W., MCKENZIE, J. A., WEISSERT, H. (eds): *Controversies in modern geology*. Academic Press, 173–191.

### **Vlastní publikace**

SKUPIEN, P., SMARŽOVÁ, A. (2008): Valanginský anoxický event ve slezské jednotce doložený podle stabilních izotopů uhlíku. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2008*, 27–29.

- (2009): Izotopy uhlíku v organické hmotě svrchnokřídových sedimentů slezské jednotky. *Geologické Výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, XVI, 75–77.
- (2011): Palynological and geochemical response to enviromental changes in the Lower Cretaceous in the Outer Western Carpathians; a record from the Silesian unit, Czech Republic. *Cretaceous Research* 32, 538–551.

SMARŽOVÁ, A., SKUPEN, P., BUBÍK., M (2009): Izotopy uhlíku a kyslíku vápnitých sedimentů kelčského vývoje slezské jednotky. *Geologické Výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, XVI, 78–80.

SMARŽOVÁ, A. (2008): Autochtonní karpát v dobývacím prostoru Trojanovice. *Acta Montanistica Slovaca* 13, 4, 412–419.

## Přílohy

### **Příloha A.**      *Litologický popis analyzovaných vzorků*

Vzorky jsou uspořádány směrem od podloží do nadloží.

#### ***Bystrý potok***

##### ***Typické lhotecké souvrství***

**BSP2** - Světlešedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BSP3** - Světlešedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BSP4** - Světle šedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BSP5** - Tmavošedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BTC1** - Černý nevápnitý tektonicky ohlazený jílovec až prachovec s břidličnatou rozpadavostí a jemnými oxidy železa na povrchu.

**BSP7** - Tmavě šedý nevápnitý jílovec až prachovec s vysráženými minerály kalcitu na povrchu a břidličnatou rozpadavostí.

**BSP9** - Tmavě šedý jílovec až prachovec s vysráženými minerály kalcitu na povrchu a břidličnatou rozpadavostí.

**BSP10** - Světle šedý nevápnitý skvrnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BSP11** - Černošedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BTC2** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou rozpadavostí a jemnými oxidy železa na povrchu.

**BSP12** - Černošedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BTC3** - Světle černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a občasnými oxidy železa na povrchu.

**BSP14** - Černošedý slabě vápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BT1** - Tmavě šedý nevápnitý skvrnitý prachovec s břidličnatou odlučností jemnými oxidy železa na povrchu.

**BT2** - Tmavě šedý nevápnitý skvrnitý prachovec s břidličnatou odlučností jemnými oxidy železa na povrchu.

**BSP16** - Černošedý slabě vápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

##### ***Nejvyšší část lhoteckého souvrství***

**CBS1** - Černý nevápnitý prachovec s břidličnatou rozpadavostí a oxidy železa na bočích a odkrytých plochách.

**CBS2** - Černý nevápnitý prachovec s břidličnatou rozpadavostí a oxidy železa na bočních plochách a vysráženými minerály na odkrytém povrchu.

**CBS3** - Černý nevápnitý prachovec s břidličnatou rozpadavostí. Oxidy železa pokrývají celý povrch vzorku.

**CBS4** - Černý nevápnitý prachovec s tektonickými ohlasy, břidličnatou rozpadavostí a jemnými oxidy železa na hranách a odkrytých povřích.

**CBS5** - Černý nevápnitý prachovec tektonicky ohlazený s břidličnatou rozpadavostí a jemnými oxidy železa na povrchu.

**CBS6** - Černý nevápnitý prachovec s tektonickými ohlasy, břidličnatou rozpadavostí a oxidy železa na povrchu.

**CBS7** - Černý nevápnitý prachovec s břidličnatou rozpadavostí a jemnými oxidy železa na povrchu.

**CBS8** - Černý nevápnitý prachovec s břidličnatou odlučností a jemnými oxidy železa na povrchu.

**BS10** - Šedý slabě vápnitý skvrnitý prachovec s břidličnatou rozpadavostí a jemnými oxidy železa na povrchu.

**CBS9** - Černý jílovec s vysráženým kalcitem na povrchu ve formě býlích skvrn s břidličnatou odlučností.

**CBS10** - Černý nevápnitý prachovec s břidličnatou odlučností a silnými oxidy železa na povrchu.

**CBS11** - Černý nevápnitý prachovec s břidličnatou odlučností a silnými oxidy železa na povrchu.

**CBS12** - Černý nevápnitý prachovec s břidličnatou odlučností a silnými oxidy železa na povrchu.

**CBS13** - Černý skvrnitý prachovec s břidličnatou odlučností.

### ***Mazácké souvrství***

**B1** - Hnědočervený nevápnitý jílovitý prachovec s břidličnatou odlučností.

**B2** - Zelenošedý nevápnitý jílovec.

**B3** - Hnědočervený nevápnitý jílovitý prachovec s břidličnatou odlučností.

**B4** - Nevápnitý jílovitý prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa povrchů a hranách.

**B5** - Hnědočervený nevápnitý jílovitý prachovec s břidličnatou odlučností.

**B6** - Zelenošedý nevápnitý jílovec.

**B7** - Červenohnědý nevápnitý jílovec.

**B8** – Zeleno tmavě šedý nevápnitý jílovec.

**B11** - Červenohnědý nevápnitý jílovec s břidličnatou odlučností a jemnými oxidy železa na hranách.

**B12** - Zelenošedý nevápnitý jílovitý prachovec s břidličnatou odlučností.

**B13** - Červenohnědý nevápnitý jílovec s břidličnatou odlučností.

**B14** - Nevápnitý světle šedý jílovitý prachovec s břidličnatou odlučností.

**B15** - Červenohnědý nevápnitý jílovitý prachovec s břidličnatou odlučností.

**B16** - Nevápnitý červenohnědý jílovec až prachovec.

**B19** - Nevápnitý červenohnědý jílovec až prachovec.

**B20** - Vápnitý světle-zeleně šedý jílovitý prachovec s břidličnatou rozpadavostí.

**BS18** - Světle šedý skvrnitý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou rozpadavostí.

**BS19** - Světle šedá drť nevápnitého jílovce až prachovce.

**BS20** - Světle šedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a jemnými oxidy železa na povrchu.

**BS22a** - Světle šedý, slabě vápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BS22** - Světle šedý nevápnitý prachovec s břidličnatou odlučností.

**B23** - Světle šedý nevápnitý prachovec s břidličnatou odlučností.

**B24** - Světle šedý nevápnitý prachovec s břidličnatou odlučností.

**dBOS0** - Světle šedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**BS25** - Červeně-zeleno-šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**dBOS2** - Nevápnitý světle šedý jílovec až prachovec s břidličnatou rozpadavostí a oxidy železa na povrchu.

**dBOS3** - Nevápnitý šedý skvrnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

### ***Godulské souvrství – spodní oddíl***

**dBOS6** - Nevápnitý světlešedá jílovcová až prachovcová drť.

**dBOS8** - Nevápnitý šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**dBOS9** - Nevápnitý šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**dBOS11** - Nevápnitý šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.



- dBOS13** - Nevápnitý šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- dBOS14** - Nevápnitý zeleno-šedý skvrnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností, oxidy železa a vysráženými železitými minerály na povrchu.
- dBOS15** - Nevápnitý modro až zeleno šedý vápencovitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa na povrchu.
- dBOS17** - Nevápnitý šedý skvrnitý jílovec až vápenec s oxidy železa na povrchu a břidličnatou odlučností.
- dBOS18** - Nevápnitý skvrnitý hnědošedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- dBOS19** - Nevápnitý šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- dBOS21** - Nevápnitý šedý skvrnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa na povrchu.
- dBOS23** - Nevápnitý šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- dBOS24** - Nevápnitý tmavě šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- BN1** - Světle šedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- dBOS25** - Nevápnitý šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- BN3** - Světle šedý nevápnitý prachovec s břidličnatou odlučností.
- dBOS27** - Drť nevápnitého tmavošedého jílovce až prachovce s břidličnatou odlučností.
- dBOS28** - Nevápnitý tmavošedý-hnědý jílovec až prachovec s břidličnatou rozpadavostí.
- dBOS29** - Drť nevápnitého hnědošedého jílovce až prachovce.
- dBOS31** - Nevápnitý hnědošedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- dBOS32** - Červenohnědošedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- BR1** - Světle šedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.
- BR2** - Světle šedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou rozpadavostí.
- BR3** - Světle šedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou rozpadavostí.
- BR4** - Světle šedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou rozpadavostí.
- BSH2** - Tmavě šedý nevápnitý křemenný pískovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa na povrchu.
- BSH3** - Šedý nevápnitý jemně zrnitý písčité siderit.
- BSH5** - Nevápnitý světle šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a jemnými oxidy železa na povrchu.
- BSH8** - Nevápnitý zeleně až modře šedý skvrnitý jílovec až prachovec. Značně rozpadavý s břidličnatou odlučností.
- BSH9** - Nevápnitý šedý skvrnitý jílovec až prachovec.
- BSH11** - Nevápnitá šedá jílovcová až prachovcová drť s břidličnatou rozpadavostí.
- BSH12** - Nevápnitý šedý skvrnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a jemnými oxidy železa na povrchu.
- BSH15** - Nevápnitý šedý prachovitý jílovec s břidličnatou rozpadavostí a jemnými oxidy železa na povrchu.
- BSH16** - Nevápnitý světle šedý nazelenalý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa na povrchu.
- BSH18** - Nevápnitý tmavošedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa na povrchu.

## **Pindula**

### ***Hradišťské souvrství***

- L13** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s vyhojenými kalcitovými brekciemi. Břidličnatá odlučnost a silně zoxidovaný povrch.

**L14** - Černý vápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a slabě zoxidovaným povrchem.

**L11b** - Černý vápnitý prachovec s břidličnatou odlučností a ojedinělými oxidy železa na povrchu.

**L15** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a silně zoxidovaným povrchem.

**L17a** - Černý nevápnitý prachovec s břidličnatou odlučností, na povrchu se nacházejí hojné oxidy železa.

**PIN01** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou rozpadavostí a oxidy železa na povrchu.

**PIN04** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa a jiných minerálů na povrchu.

**PIN07** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa na povrchu.

### ***Veřovické souvrství***

**PIN11** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa na povrchu.

**PIN14** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa na povrchu.

**PIN21** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s oxidy železa na povrchu a břidličnatou odlučností.

**PIN29** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s oxidy železa na povrchu a břidličnatou odlučností.

**PIN32** - Silně zoxidovaný černý nevápnitý prachovec s břidličnatou rozpadavostí.

**PIN36** - Lesklý černý nevápnitý jílovec až prachovec s oxidy železa na povrchu a břidličnatou rozpadavostí.

**PIN37** - Černý nevápnitý prachovec s oxidy železa na povrchu a břidličnatou rozpadavostí.

**PIN42** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s oxidy železa na povrchu a břidličnatou rozpadavostí.

**PIN44** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s oxidy železa na povrchu a břidličnatou rozpadavostí.

### ***Lhotecké souvrství***

**PIN49** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s jemnými oxidy železa na povrchu a břidličnatou odlučností.

**PIN52** - Černý nevápnitý prachovec s jemnými oxidy železa na povrchu a břidličnatou odlučností.

**L34** – Šedý slabě vápnitý jílovec.

**L31** - Šedý vápnitý jílovec s břidličnatou odlučností.

**La2** - Světle šedý nevápnitý jílovec s břidličnatou odlučností a jemnými oxidy železa na povrchu.

### ***Mazácké souvrství***

**La6** - Světle šedý nevápnitý jílovec s oxidy železa na povrchu a břidličnatou odlučností.

**La8** - Nevápnitý světle šedý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a občasnými oxidy železa na povrchu.

## **Veřovice**

**Ve1** - Černá jílovcová drť se snadnou rozpadavostí a břidličnatou odlučností. Na povrchu se nacházejí hojné oxidy železa.

**Ve2** - Černá jílovcová drť se snadnou rozpadavostí a břidličnatou odlučností. Na povrchu se nacházejí oxidy železa.

**Ve3** - Černá jílovcová drť se snadnou rozpadavostí a břidličnatou odlučností. Na povrchu se nacházejí oxidy železa.

## **Satina**

### ***Hradišťské souvrství***

**S30** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**S29** - Tmavošedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a jemnými oxidy železa na povrchu.

**S28** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**S4a** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností. S oxidy Fe na povrchu.

**S4b** - Černý vápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a s oxidy Fe na povrchu.

### **Kunčice pod Ondřejníkem**

**Kn11/3** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a oxidy železa na povrchu.

**Kn11/2** - Černý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**Kn11/1** - Černošedý skvrnitý vápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a nehojnými oxidy železa na povrchu.

**Kn8/3** - Tmavě šedý vápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a občasnými oxidy železa na povrchu.

**Kn8/2** - Tmavě šedý vápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**Kn8/1** - Černošedý vápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností a nehojnými oxidy železa na povrchu.

**Kn5/2** - Černošedý nevápnitý skvrnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností.

**Kn5/1** - Hnědošedý nevápnitý jílovec až prachovec s břidličnatou odlučností. Na povrchu se nacházejí oxidy Fe.

### **Hukvaldy**

**HUK1** - Šedý vápnitý jílovec až prachovec s oxidy železa na povrchu.

**HUK2** - Šedý vápnitý jílovec až prachovec s oxidy železa na povrchu.

### **Lichnov**

**Lich6** - Tmavošedý vápnitý jílovec až prachovec s oxidy železa na povrchu. Břidličnatá odlučnost.

**Lich5** - Světle šedý jemnozrnný pískovec s občasnými valounky. Břidličnatá odlučnost.

**Lich4** - Šedý až tmavě šedý vápnitý jílovec až prachovec. Břidličnatá odlučnost.

**Lich3** - Světle šedý vápnitý jílovec až prachovec. Břidličnatá odlučnost.

**Lich2** - Světle šedý vápnitý jílovec až prachovec. Břidličnatá odlučnost.

**Lich1** - Světle šedý jílovec až vápnitý prachovec s oxidy železa na povrchu. Břidličnatá rozpadavost.

### **Skalice**

**SK 33** - Tmavě šedý slabě vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK 28** - Šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK 26** - Šedý slabě vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK25** - Tmavě šedý slabě vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK 23** - Šedý slabě vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK 22** - Tmavě šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK 21** - Šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK 20** - Šedý skvrnitý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK 19** - Šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SL7** - Tmavě šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SL5** - Tmavě šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SL3** - Šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SL2** - Tmavě šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SL1** - Světle šedý slabě vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SL0** - Tmavě šedý slabě vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK18** - Tmavě šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK17** - Šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK16** - Šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK13** - Světle šedý skvrnitý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK11** - Šedý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK9** - Světle šedý skvrnitý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

**SK7** - Světle šedý skvrnitý vápnitý jílovec, střípkovitě rozpadavý.

## **Němetice**

**Nem1** - Světlešedý skvrnitý, vápnitý písčito prachovitý slínovec.

**Nem2** - Zelenošedý skvrnitý, vápnitý písčito jílovitý slínovec s výraznou laminací.

**NemA** - Světle šedý vápnitý prachovito písčitý slínovec s oxidy železa na povrchu.

**NemB** - Tmavě šedý až černý vápnitý prachovec až jílovec.

**NemC** - Tmavě šedý až černý vápnitý jílovec až prachovec.

**NemD** - Červenošedý vápnitý jílovec až prachovec.

**NemE** - Červenošedý vápnitý jílovec až prachovec.

**NemF** - Šedý vápnitý jílovec.

**Nem3A** - Vápnitý světle šedý prachovito písčitý slínovec.

**Nem3B** - Vápnitý světle šedý prachovito písčitý slínovec.

**Nem3D** - Světle šedý vápnitý prachovito písčitý slínovec.